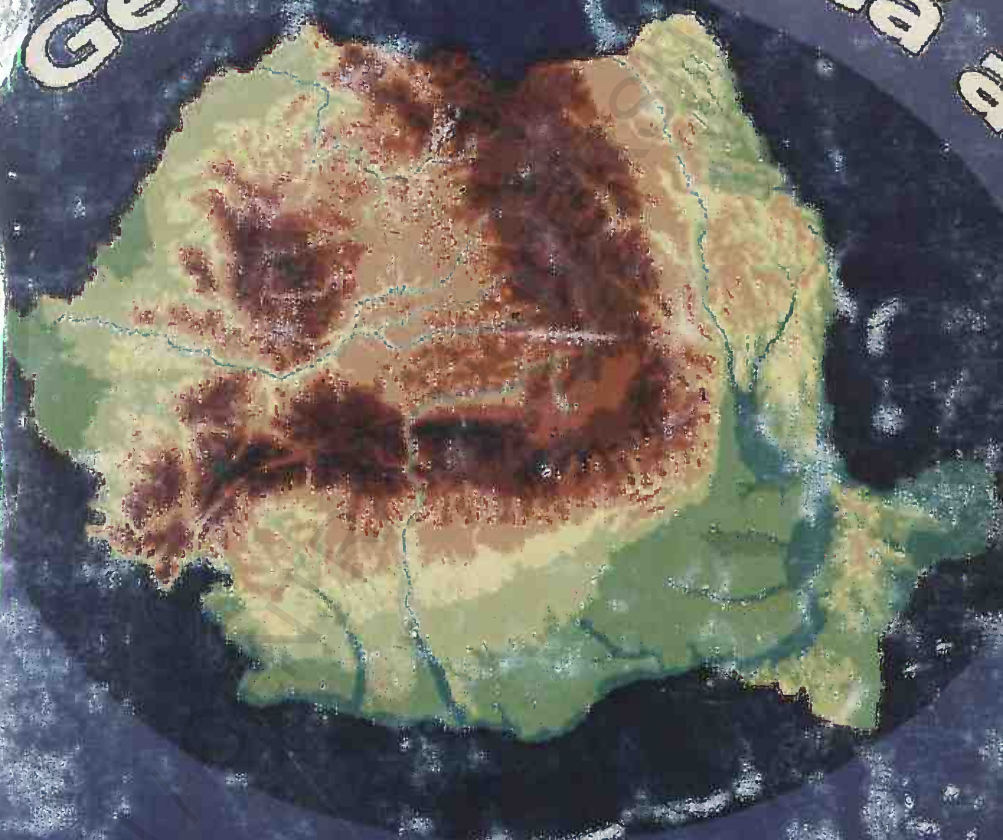
III-18.051

Ioan-Aurel Irimuş

Geografia fizică a României



III-18.051

casa cărții de știință

BIBL. CENTR. UNIV.
M. „EMINESCU" IAȘI
GEOLOGIE-GEOGRAFIE
III-18.051

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ioan Aurel Irimuş

♦

Geografia fizică a României

Bibliotecii Facultății de Geologie-Geografie
a Universității „Alexandru I. Cuza"

Cu cele mai bune gânduri
din partea autorului.

Cu stimă,

Cluj N, 10 aprilie 2003

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Referenți:

Prof. univ. dr. Ion Mac
Prof. univ. dr. Virgil Surdeanu
Prof. univ. dr. Victor Sorocovschi
Conf. univ. dr. Florin Moldovan
Conf. univ. dr. Marcel Oncu

ISBN 973-686-352-3

© Ioan Aurel Irimuş, 2003

Cartografi: Sanda Toma
Alexandru Safirescu
Mircea Popescu

Culegere computerizată: Nicoleta Irimuş
Liliana Tomuleț

Corectura aparține autorului.

Tehnoredactare computerizată: Iuliu Vescan
Cristina Hărănguş

Director: Mircea Trifu
Fondator: dr. T.A. Codreanu

Tiparul executat la Casa Cărții de Știință
3400 Cluj-Napoca; B-dul Eroilor nr. 6-8
Tel./fax: 0264-431920
www.casacartii.ro; e-mail: editura@casacartii.ro

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ioan Aurel Irimuş

Geografia fizică a României

317090
B.C.U. IASI

Casa Cărţii de Ştiinţă
Cluj-Napoca, 2003

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dascălilor mei

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL I

ARGUMENTE FIZICO-GEOGRAFICE ALE IDENTITĂȚII SPAȚIULUI CARPATO-DANUBIANO-PONTIC

1.1. Cunoaşterea fizico-geografică a teritoriului României

Informațiile geografice asupra spațiului carpato-danubiano-pontic se remarcă prin marea lor diversitate: cronici, portulane, schițe, documente de arhivă şi vestigii arheologice, memorii, tratate, manuale, reviste, atlase, cotidiene etc.

Aceste informații nu sunt specifice, fizico-geografice, ci ele au un caracter complex şi un înalt grad de generalizare, cel puțin, pentru perioadele şi etapele de debut în investigarea geografică a teritoriului României, când, abundă informația cu caracter enciclopedic: istorie, arheologie, etnografie, sociologie, economie, hidrologie, zoogeografie etc.

Debutul perioadei moderne şi afirmarea *geografiei* ca obiect independent de învățământ, alături de întemeierea şi consolidarea unei culturi româneşti, marchează o etapă distinctă în cunoaşterea geografică a teritoriului României şi a identității spațiului carpato-danubiano-pontic. Observațiile în teren dirijate şi orientate, integrate unui demers ştiințific european şi mondial vor perfecta şi jalona progresele în geografia fizică românească.

1.1.1. Perioada antică

Primele informații geografice provin de la învățații eleni şi mai târziu de la romani. Aceste informații se referă cu precădere la sud-estul țării, Dobrogea şi litoralul Mării Negre.

Grecii, în perioada de dezvoltare a culturii antice, au pătruns şi în regiunea Mării Negre pe care au numit-o Pontus Axeinos (sau Marea mohorâtă, neospitalieră). Dezvoltă ulterior un comerț activ, dovadă fiind prezența oraşelor elene: Tomis, Histria şi Callatis, care devin centre polarizatoare ale activităților comerciale ale coloniilor greceşti. Din Mare „mohorâtă şi neospitalieră", Marea Neagră devine „Pontus Euxinus", respectiv „mare ospitalieră", denumire care o regăsim în toate consemnările ulterioare. Grecii vin în contact cu populația autohtonă, culeg informații asupra teritoriilor pe care le administrează. Datorită faptului că tracii de la Dunăre şi Carpați întrețineau raporturi cu lumea greacă, ne apare şi

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

menţiunea din secolul al VIII-lea, î.Ch., la *Hesiod*, în poemul Theogonia, despre "Istrul care curge frumos".

O primă referire asupra Dobrogei, apare în lucrările lui Herodot (cca. 484-425 î.Ch.), *Istoriile*, operă în nouă volume, ce prezintă informaţii asupra teritoriului românesc. Volumele II şi IV fac referiri asupra Dobrogei şi sudului ţării. Herodot a vizitat litoralul de vest şi nord-vest al Pontului Euxin, iar în scrierile sale găsim cele mai preţioase ştiri despre traci şi sciţi şi despre unele din triburile lor, din care făceau parte şi geţii, dar diferiţi oarecum de neamul tracilor prin vitejia şi obiceiurile lor. Pe baza informaţiilor culese, istoricul grec ne-a lăsat cea mai veche descriere a *Dunării de Jos* şi a ţinuturilor noastre. Scriitorul antic stabileşte izvoarele Dunării în ţinutul celţilor şi „Istrul" (Dunărea) sfârşeşte „prin a se vărsa în mare, în Pontul Euxin, după ce a străbătut toată Europa, acolo unde se află Istria, colonie a milesienilor". Autorul insistă apoi asupra debitului fluvial, despre care atestă că rămâne la valori apropiate „vara" şi „iarna", din cauza mulţimii afluenţilor care vin din zone climatice diferite.

Herodot ne-a confirmat de asemenea denumirea unor mari râuri, cu rezonanţă daco-getică, care curgeau în stânga „*Dunării de Jos*": Porata, pe care elenii îl numeau Pyretos (Prutul), Tiarantos (probabil Siretul), Araros (Buzăul?), Naparis (Ialomiţa), Ordessos (Argeşul). Urmează apoi Maris (Mureşul), pe care îl situează în ţara agatârşilor. Sunt menţionate apoi şi alte trei cursuri: Atlas, Auras,. Tibisis, dar se pare că localizarea acestora ar argumenta prin Atlas de fapt Aluta (Oltul), Tibisis sau Timişul, iar Auras rămâne neidentificabil. Plecând de la ideea că geţii şi tracii erau tot una, că agatârşii locuiau pe la mijlocul secolului al VI-lea î.Ch. pe la izvoarele Mureşului şi prezentau multe asemănări cu tracii, indirect se confirmă existenţa în spaţiul carpato-danubiano-pontic a unei populaţii majoritare băştinaşe care a venit în contact cu grupuri de populaţie străină pe care le-au asimilat deplin.

Consemnări anterioare din aceiaşi perioadă apar în lucrările lui Aristotel (384-322 î.Ch.), Polibiu (203-120 î.Ch.). Aristotel (384-322 î.Ch.), savant şi filosof grec, născut la Stagiara, în Caloidica, dintr-o familie ateniană, a lăsat o impunătoare operă ştiinţifică, punând bazele multor discipline noi. Materiale preţioase ne-au confirmat realităţi *biogeografice* ale teritoriului din spaţiul carpato-danubiano-pontic. Aristotel vorbeşte despre delfinii pontici şi despre păsările migratoare din Delta Istrului – „După echinocţiul de toamnă, pleacă din Pont şi din ţările reci, evitând iarna care se apropie, iar după cel de primăvară, pleacă din regiunile calde spre ţările reci, întrucât se tem de călduri arzătoare".

În lucrarea „*Probleme*", *Aristotel* face consideraţii ştiinţifice referitoare la însuşirile fizico-geografice ale regiunii Pontului Euxin,

respectiv „de ce este mai albă apa mării din Pont decât cea din Egeea? Oare din cauza refracției luminii din mare în aer? În jurul Pontului aerul este dens și alb strălucitor, așa încât și suprafața mării apare la fel. Cel din Egee însă este albastru, fiindcă este curat până în depărtare și, în chipul acesta, marea, care reflectă lumina, apare astfel. Sau poate pentru că locurile sunt mai albe decât marea, iar Pontul are înfățișarea de lac, din pricină că se varsă în el mai multe fluvii?".

Polibiu (203-120 î.Ch.), om politic și istoric grec, în lucrarea „*Istorii*", lucrare ce cuprinde 40 de cărți (volume, n.a.) întâlnim prețioase informații referitoare la Dunăre și Pontul Euxin, la efectele aluviunilor Dunării asupra formării cordonului litoral, periculos pentru navigația spre gurile Dunării. El precizează „cum Istrul (Dunărea) care vine din Europa se varsă în Pont prin *mai multe guri*, din mâlul adus de brațele sale s-a format în Pont (și se menține și acum) un banc de nisip de aproape o mie de stadii la o depărtare de uscat cale de o zi. Cei care plutesc în Pont, fiind încă în plină mare, dau de acest obstacol și își împotmolesc corăbiile acolo, în cursul nopții, fără să bage de seamă"

Formarea acestui cordon litoral de „o mie de stadii" a contribuit la decăderea *Histriei* în secolul al III-lea, î.Ch., întrucât a limitat accesul vaselor la țărm (în port).

Strabon, grec la origine, născut în Amasia din Pont (Asia Mică), aduce importante mărturii prin lucrările sale „*Memorii istorice*" în 48 de volume și „*Geografica*" în 17 volume, aceasta din urmă fiind considerată cartea geografică de căpătâi a lumii antice. Lucrarea nu este un tratat complet de geografie universală cu date de geografie matematică, climatologie, biologie etc., ci mai degrabă o geografie descriptivă, plină de caracterizări critice serioase. Strabon ne oferă cele mai detaliate descrieri antice ale regiunii de la gurile Dunării în cartea a VII-a, consacrată țărilor dunărene, balcanice și nord-pontice.

Descriind țărmul Mării Negre, Strabon amintește de cetățile existente atunci și de faptul că brațul și, respectiv, gura cea mai mare de vărsare a Istrului erau cele sudice (Peuce sau Hieron Stoma = Sfântu Gheorghe, cf. C. Brătescu).

Publius Ovidius Naso (Ovidiu), născut în Italia, la Sulmona în anul 43 î.ch, dintr-o familie înstărită, își petrece viața la Roma, în lumea aristocrației, până în anul 8 d.ch., când este exilat pe meleagurile îndepărtate ale geților, la *Tomis,* unde a murit în anul 17 d.ch. Consemnările lui Ovidiu (poet) argumentează regimul neospitalier: „frigul și desele atacuri vrăjmașe": „Nu mă chinuiește atât clima mereu friguroasă și pământul veșnic ars din pricina gerului alb ... iar zidul mic cu greu ne poate apăra de dușmani".

Seneca (4 î.ch.- 65 d.ch.), născut la Cordoba (Spania), consemnează în lucrările sale informații asupra climatului aspru din ținuturile Istrului, cu o „iarnă veşnică, un cer mohorât", cu „mlaştini înghețate de ger", precum şi considerații comparative privind natura acestor locuri şi cea de pe malurile Nilului, sau mențiuni asupra debitelor celor două fluvii, care variază în funcție de anotimp.

„Iar fluviile, vaste prin natura lor, umflate de ploi, au ieşit din albie. Închipuieşte-ți cum arată Ronul, Rinul şi Dunărea, care sunt torente chiar şi în albia lor obişnuită, atunci când se revarsă şi îşi fac noi maluri, spintecând pământul şi ieşind, în acelaşi timp din albia lor" (Quaestiones naturales, III, 27, 8).

Pomponius Mela (sec.I, d.ch.) geograf spaniol, este autorul unei geografii generale a lumii vechi, cu caracter de compilație intitulată *De Chorographia* (descrierea Pământului). Lucrarea, scrisă în jurul anului 43 d.ch., a fost utilizată şi de către Pliniu cel Bătrân în *Istoria Naturală*. Pentru geografia românească, Pomponius Mela ne-a lăsat fragmente valoroase referitoare la Tracia şi regiunile Mării Negre. Hotarele, elemente despre climă, sol, resurse naturale, ape sunt câteva dintre precizările făcute de autor asupra „locurilor" de la nord de Balcani şi din Scythia Minor (Dobrogea).

Valoroasă este descrierea Mării Negre: „În afară de câteva locuri unde sunt promontorii, țărmul este în general lung şi drept, iar pe alocuri şerpuitor ... Marea este puțin adâncă , furtunoasă, plină de neguri, cu puține porturi şi fără să aibă în jurul ei un țărm lin şi nisipos, ea este aproape de vânturile de miazănoapte şi nefiind adâncă are valuri multe şi clocotitoare".

Plinus Secundus, Caius (23- 79 d.ch.), cunoscut şi sub numele de *Pliniu cel Bătrân*, „cel mai ilustru apostol al ştiinței romane" este autorul lucrării Naturalis historia (Istoria naturală). Operă monumentală (37 de volume) cuprinzând o descriere fizică a lumii (geografie şi etnografie, antropologie, cărți de zoologie, botanică şi agricultură), lucrarea face referiri asupra *asezării geografice* (Dacia, Sarmația, Sciția), insulelor din Pont şi fauna mării: „în Pont nu pătrunde nici un animal vătămător pentru peşti, în afară de foci şi delfini mici". Despre Dunăre Pliniu afirmă că primeşte şaizeci de afluenți şi că se varsă prin şase brațe. Din primul braț, al Peucei (denumit de Strabon Hieron Stoma sau „Gura Sacră" şi al cărei denumire o atribuie astăzi brațului Sf. Gheorghe) mai sus de Histropolis (Histria) se „formează un lac cu o circumferință de şaizeci şi trei de mii de paşi, numit Halmyris", pe care astăzi îl identificăm ca L.Razim.

Rezumând informațiile rămase de la autorii antici, referitoare la gurile de vărsare ale Dunării, reținem că la Herodot Dunărea avea cinci brațe, la Strabon şapte brațe, la Pliniu şi Ptolemeu şase brațe. Cert este că

Delta Dunării era deja formată, însă de dimensiuni mai reduse şi se vărsa printr-un număr mai mare de braţe, decât azi.

Ptolemeu (cca. 90-168 d.ch.), astronom şi geograf grec, pe numele său de cetăţean roman *Claudios Ptolemaios* este autorul lucrării *Geographia* (ori după titlul original Îndreptar geografic). Lucrarea este predominată de preocupări cartografice. Ea a avut o enormă influenţă asupra Evului Mediu până la renaştere. Date despre ţara noastră găsim în cartea a III-a a Geografiei, în capitolele despre aşezarea Daciei şi Moesiei. Menţionează limitele teritoriale şi face referiri asupra Dunării şi litoralului Mării Negre. De memorat este capitolul cinci al cărţii a III-a în care face referiri şi asupra Munţilor Carpaţi, prin care de fapt înţelege Carpaţii Orientali, căci cei sudici sunt numiţi munţii „sarmatici". În capitolele consacrate aşezării Daciei şi Moesiei superioare este descris mai detaliat fluviul Dunărea (Danubius, Istros) cu tot cursul său şi cu numeroasele braţe în zona gurilor de vărsare; sunt menţionate mai mult punctele de confluenţă, cu râurile Hierasus (Siret), Alutus (Olt), Rhabon (Jiul), Tibiscos (Tisa). Tot Ptolemeu descriind o luptă a romanilor cu geto-dacii în golful Helmyra (Halmyris după Plinius) consemnează de asemenea şi prezenţa insulei Eucon. Această insulă care a derutat în investigaţiile istorice ulterioare îşi regăseşte identitatea în Insula Popina, aflată în perimetrul lagunar Razim, care atunci era o lagună, iar Delta Dunării se afla în fazele primare (incipiente) ale formării sale.

Alte consemnări cu caracter lapidar regăsim la alţi scriitori greci şi latini ai lumii sale : Hecateu, Tucidide, Cassius, Dio, Iordanes etc.

1.1.2. Perioada Medievală

Mai sumbră, din cauze religioase se remarcă şi printr-o penurie de informaţii. Puţinele informaţii care le regăsim in această perioadă sunt autohtone şi aparţin învăţaţilor bizantini (Constantin al VII-lea Porfirogenetul – (912-951); Anna Commena (1083-1148), arabi (Ibn Battutah), precum şi în unele cronici maghiare, ruse, bizantine, dar şi din scrierile unor învăţaţi umanişti ori ambasadori europeni, care au călătorit pe teritoriul ţării noastre. Lavinius, spre exemplu menţionează pentru prima data prezenţa „izvoarelor de păcură" din Moldova.

Lărgirea orizontului cunoaşterii teritoriului în epoca marilor descoperiri geografice, începută către finele secolului al XV-lea, a impulsionat puternic dezvoltarea gândirii geografice din Europa. Perioada renascentistă se remarcă prin prezenţa informaţiilor cartografice şi topografice: portulanele genoveze şi veneţiene. Această perioadă este cea în care apar primele informaţii autohtone.

Nicolaus Olahus (1493-1568) prezintă in lucrarea *"Geografia Ungariei"* (1953) o serie de informaţii interesante referitoare la relief, ape, bogăţii, locuitori, aşezări omeneşti: „Transilvania este încinsă de jur împrejur de munţi foarte înalţi şi mai ales din partea care e hotar cu Ţara Românească. ... în această Transilvanie îşi au obârşiile râurile Şieu, Bistriţa, cele două Someşuri, ... cele două Crişuri, ... Mureşul, care odinioară era numit Amorois."

Ioan Honterus (1498-1549), sas de origine s-a născut la Braşov sub numele de Grass. Întemeiază la Braşov în anul 1535 prima tipografie din oraş şi organizează în anul 1544 pe baze umaniste, gimnaziul local, unde este şi primul *profesor de geografie*. În anul 1541 publică *Rudimenta Cartographie*, în care apar informaţii despre pământul românesc, şi care a fost larg răspândită, ca manual de geografie şi astronomie în Germania şi sud-estul Europei.

Elemente de cartografie apar în lucrarea *Monographia Transylvaniae,* dedicată senatului din Sibiu şi tipărită la Basel în anul 1532. Harta anexată lucrării, elaborată pe baza cercetărilor personale în teren între anii 1530-1532, în Transilvania, conţine atât unităţi administrative cât şi *formele de relief*, şi *apele*.

Transilvania este împărţită în următoarele regiuni: Ţara Bârsei (Burzeland), Ţara Oltului (Althland), Ţara din Faţa Pădurii (Land von dem Wald, cu centrul la Alba Iulia), Ţara Vinurilor (Weinland - Târnavele), Ţara Năsăud (Nösnerland), Ţara Secuilor (Ciuculia). O menţiune specială apare în cadrul lucrării referitoare la morfologia Transilavaniei: "... formele de relief coboară domol spre centrul ţării (Transilvania, n.a.) şi sunt reprezentate prin movile. Între aceste movile sunt multe râuri: Alth sau Aluta, Morossus, Klei Kockel şi Gros Kockel (Târnavele). Flora este reprezentată prin pâlcuri de pădure (copaci).".

Aceleiaşi perioade îi aparţine opera cartografică a lui *Georg de Reichrsdorf* (1495-1544), geograf transilvănean a cărui personalitate ştiinţifică este demonstrată de *concepţia şi execuţia hărţii Moldovei*. Formele de relief sunt reprezentate prin haşuri umbrite în partea estică, iar limitele dintre acestea sunt reprezentate de linii punctate.

Iacobo (Castaldi) Gastaldo s-a născut la începutul secolului al XVI-lea în Italia, la Villafranca. Este cunoscut ca unul dintre cei mai mari cartografi din Veneţia. Este autorul a 109 hărţi, între care se remarcă 4 hărţi destinate spaţiului pontic-carpatic-dunărean şi regiunilor înconjurătoare.

Giovan Andrea Gromo (1518-1567), născut la Bergamo în Italia, a slujit la curtea lui Ioan Sigismund Zapolya (1564-1565), principele Transilvaniei. În lucrarea "Compendiu asupra Transilvaniei", care conţine numeroase erori geografice, face numeroase referiri la aşezarea, mărimea şi

particularitățile Transilvaniei, insistând asupra legăturilor şi facilităților de comerț cu regiunile vecine prin trecătorile carpatice şi oportunitățile oferite de râurile şi Marea Maggiore (Marea Neagră).

Antonio Possevinio (1533-1611) s-a născut la Mantova, Italia. Îmbrățişând cariera ecleziastică este trimis în mai multe țări din Europa răsăriteană cu scopul de a converti la catolicism vârfurile conducătoare. A călătorit şi în Transilvania. Pentru Transilvania, el a scris o adevărată geografie, în care vorbeşte despre fertilitatea pământului, dar şi despre aşezări. De remarcat este interferența fizico-geografică referitoare la Transilvania : „ ... întreagă aceea țară se află spre răsărit, dincoace de Munții Carpați, înconjurată ca o cunună de munți înalți, şi care s-a numit apoi *Transilvania*, după pădurile ce o înconjoară.". Alte consemnări sunt cele asupra apelor. Precizează *izvoarele* râurilor Transilvaniei în munți „în atingere cu Moldova" şi direcția de curgere pentru Mureş, Olt, Someş. Despre râul Mureş afirmă că „taie" aproape „pe mijloc Transilvania" şi se varsă în Tisa (Tibisco) iar apoi aceasta se „aruncă" în Dunăre.

Perioada medievală, dominată de preceptele şi cultura religioasă, a marcat pentru cunoaşterea fizico-geografică a teritoriului României un suport de informații de cele mai multe ori nefundamentate din punct de vedere ştiințific. În plus acestea în marea lor majoritate au o proveniență străină şi sunt dominate de conținutul lor cartografic şi descriptiv.

1.1.3. Perioada Modernă

În istoria universală, epoca modernă se caracterizează printr-un nou tip de relații sociale, dezvoltarea ştiințelor şi culturii, pe fondul apariției unui nou model economic (capitalist).

Informația geografică capătă noi dimensiuni prin progresele realizate de geografia matematică (hărți şi atlase), cercetarea geografică pe teren, fundamentarea unei concepții unitare privind sarcinile geografiei moderne, crearea unui cadru instituționalizat geografic etc.

Diversitatea cunoştințelor geografice atribuite perioadei moderne rezultă din paleta largă a surselor: jurnale de călătorie, hărți, cronici, tratate, reviste.

Nicolae Milescu Spătarul (1636-1708), ambasador la Țarul Rusiei, iar mai apoi cu misiune diplomatică în China, în relatările sale despre Siberia şi China, cuprinse în jurnale de călătorie, face o descriere completă a ținuturilor străbătute şi în acelaşi timp o comparație cu cele ale Moldovei.

Stolnicul *Constantin Cantacuzino* (1650-1716), autor al *„Hărții Țării Românești"*, apărută la 1700 la Padova (Italia) oferă informații fizico-geografice de excepție pentru spațiul cuprins între Carpații Meridionali şi

BCU IAŞI CENTRALA UNIVERSITARĂ

Dunăre şi de la Siret până aproape de Valea Cernei, incluzând şi porţiuni restrânse din Dobrogea, Moldova, Transilvania şi Banat. Relieful este conturat prin movile, haşurate, redând pentru prima dată o imagine generală asupra munţilor, dealurilor şi chiar depresiunilor şi câmpiilor. Hidrografia este de asemenea bine ilustrată, cuprinzând atât râurile principale cât şi afluenţii lor (Cerna, Jiu, Olt, Dâmbovița, Argeş, Vedea, Teleorman, Mostistea, etc.).

După imprimarea ei, harta s-a răspândit foarte repede în Europa, fiind utilizată de numeroşi învăţaţi în lucrările lor. Originalul hărţii a fost descoperit după primul război mondial la British Museum (Londra).

În secolul al XVIII-lea, cunoaşterea geografică a teritoriului românesc înregistrează un salt calitativ uriaş prin creaţia geografică contemiriană.

Dimitrie Cantemir (1673-1723), *important precursor al geografiei ştiinţifice moderne* româneşti şi europene este primul cărturar de formaţie enciclopedică din cultura românească. Lucrarea „Descriptio Moldaviae", chiar dacă conţine şi informaţii eronate, atrage prin acurateţea metodei şi concepţiei moderne care-I stă la bază, respectiv cea *monografică* (hotare, relief, climă, ape, aşezări, populaţie).

Lucrarea a fost tradusă în limba germană la Hamburg în 1769-1771, în limba rusă în 1789 şi în limba *română* în 1825 la Mănăstirea Neamţ de către banul Vasile Vârnav. La „Descriptio Moldaviae" D. Cantemir a anexat şi o hartă a Moldovei, tipărită la Haga, în anul 1737. Originalul hărţii a fost descoperit de George Vâlsan la Biblioteca Naţională din Paris.

Începutul istoriei moderne a ţării noastre marchează un salt calitativ în istoria geografică prin afirmarea şi apariţia *geografiei* ca *obiect independent de învăţământ.* Acest moment este ilustrat şi de apariţia primelor manuale, realizate de Amfilohie Hotiniul în Moldova (1795), Iosif Genilie în Ţara Românească (1835) şi Ioan Rus în Transilvania (1842).

Întemeierea şi consolidarea unei culturi geografice româneşti este marcată şi de apariţia primelor lucrări cu caracter monografic. În anul 1816 se tipăreşte la Leipzig, în limba greacă, *Geografia României*, autor Daniil Philippide. Lucrarea realizează pentru prima dată o amplă descriere unitară a „pământului" românesc, utilizându-se pentru prima dată numele de România. În lucrare sunt inserate atât aspecte fizico-geografice cât şi politico-economice.

Observaţiile în teren ale întemeietorului cercetărilor monografice la noi, *Ion Ionescu de la Brad*, sprijină valorificarea judicioasă a resurselor naţionale, opinând pentru modernizarea activităţilor economice din ţară.

Valoare documentară prezintă totodată lucrările „Terra Nostra" (1875), autor P.S. Aurelian; - „Dicţionaru topograficu şi statisticu alu

României – (1872), autor Dimitrie Frunzescu, ce cuprinde ca prefață un amplu capitol despre geografia fizică a României.

Progresele mari pe care le înregistrează geografia și învățământul geografic în perioada modernă, se datorează în primul rând *instituționalizării învățământului geografic românesc,* prin înființarea în 1866 a *Academiei Române*, iar cu sprijinul acesteia, în 1875, a *Societății geografice române.*

Primele decenii ale secolului al XX-lea vor contura o *școală geografică românească,* cu direcții multiple de cercetare, inițiată și dezvoltată sub influența personalității lui *Simion Mehedinți* și afirmată sub auspiciile Societății geografice române (denumită ulterior, Societatea Regală Română de Geografie), dar și a primelor catedre de geografie înființate la București (1900), Iași (1904) și Cluj (1919). Activitatea S.R.R.G. se materializează în cele peste 32 monografii geografice ale României; în periodicul științific „*Buletinul Societății Regale de Geografie*", care apare anual până în anul 1942 (în 42 de volume).

Merit deosebit (și aport în același timp) își declină *Societatea Română de Geografie* în subvenționarea directă a unor studenți români geografi la studii în Apusul Europei: Simion Mehedinți, Constantin Brătescu, Al. Dimitrescu Aldem, George Vâlsan.

Geografia modernă românească nu poate fi definită decât în contextul activității multifuncționale a eminentului om de știință, *geograful Simion Mehedinți (1868-1962).* Personalitate marcantă în domeniul geografiei, etnografiei, pedologiei, mișcării cultural-literare și politice din România (Geografia României, vol. I, 1983, pg. 32), Simion Mehedinți desăvârșește prin crezul său științific mișcarea geografică din România, în prima jumătate a secolului al XX-lea. Fiind primul bursier al Societății geografice române, se formează ca geograf sub influența unor mari personalități: Paul Vidal de la Blache, Ferdinand von Richthofen, Friedrich Ratzel. Simion Mehedinți a preluat selectiv concepțiile acestora, pe care le-a dezvoltat și completat în viziunea propriei sale gândiri geografice. Stima și considerația deosebită acordată marelui savant Alexander von Humboldt este materializată în dezvoltarea principiului cauzalității și interacțiunii fenomenelor geografice, concepția concentricității, interacțiunii și interdependenței geosferelor.

Meritul lui Simion Mehedinți este de a fi oferit discipolilor săi o operă capitală „Terra", o sistematizare într-un tot unitar al cunoștințelor geografice ale timpului, o replică modernă la lucrarea „Cosmos" a lui Alexander von Humboldt ca și la cea a lui Alfred Hettner, *Die Geographie, ihre Geschichte, ihr Wesen und ihre Methoden (1927).*

Simion Mehedinți s-a afirmat în esență ca teoretician și a pus *bazele gândirii geografice românești.* Cercetarea de teren a fost în schimb orientată pe baze științifice de către geograful francez *Emmanuel de Martonne (1873-1955),* care, contemporan cu Simion Mehedinți, începea în aceeași perioadă investigațiile în Carpații Meridionali și Subcarpați. Din bogata operă geografică a lui Emmanuel de Martonne (peste 60 de lucrări), trebuie menționate cele două teze de doctorat: *„La Valachie"* (1902) ce poate fi considerată drept model al genului monografic și *Evolution morphologique des Alpes de Transylvanie* (1907), un veritabil model de studiu geomorfologic.

Începutul secolului al XX-lea marchează și primele informații geografice fundamentate științific privind rolul structurii și litologiei asupra reliefului, învelișului de sol, proceselor actuale de modelare. Cercetarea reliefului s-a realizat în multe cazuri în strânsă legătură cu cercetarea geologică, ceea ce a contribuit la explicarea cauzală a fenomenelor geomorfologice și consolidarea ramurei structurale a geomorfologiei (alături de cea climatică și dinamică).

Acestei perioade îi aparțin și studiile geografului *George Vâlsan (1885-1935).* Format la școala lui S. Mehedinți, de la care a preluat interesul pentru problemele teoretice și cea a lui Emm. De Martonne, de la care a deprins pasiunea pentru cercetarea de teren, *George Vâlsan* își exprimă „crezul geografic" în studiile: *Sensul geografiei moderne* (1930) și *Elementul spațial în descrierea geografică* (1931). O contribuție deosebită a avut G. Vâlsan prin studiile asupra Câmpiei Române, realizând primul studiu geomorfologic (1916). Pe aceeași linie, a studiilor geomorfologice se înscrie și teza de doctorat a lui *Constantin Brătescu* (1882-1945): *Delta Dunării – Geneza și evoluția ei morfologică și cronologică* (1920).

Discipol a lui A. Penck și S. Mehedinți, C. Brătescu s-a preocupat de continuarea operei metodologice a înaintașilor săi. Gândirea sa geografică a exprimat-o în mod sintetic în cursul de deschidere „Istoria, obiectul și metodele geografiei" (1925) la Universitatea din Cernăuți, subliniind că „geografia este nu numai știința descrierii și explicării variatelor aspecte ale suprafeței Pământului, ci și o știință de cugetare într-un vast domeniu de cunoaștere, o sinteză a numeroase discipline științifice".

C. Brătescu, prin cercetările sale mai vechi din Delta Dunării (1912) își schițează concepția asupra genezei și evoluției deltei, iar Al. Dimitrescu-Aldem, în teza sa de doctorat despre Dunărea inferioară (1910), fixează etapele individualizării Câmpiei Române în directă corelație cu retragerea lacului cuaternar.

Preocupările de geografie fizică continuă să fie axate pe cunoașterea geomorfologică a teritoriului, însă studiile geomorfologice regionale

trebuiau argumentate şi prin prisma condiţiilor climatice, hidrologice, biopedogeografice.

Modelarea reliefului, în sensul concepţiei davisiene, a realizării peneplenei prin ciclul eroziunii normale, aplicată de Emm. de Martonne la Carpaţii Meridionali, a stimulat cercetarea văilor, a teraselor fluviale, a remanierilor reţelei hidrografice prin captări, a proceselor de albie[1]. Acestor studii, ulterior s-au adăugat cele asupra raporturilor dintre structura de fundament[2] şi relief, asupra proceselor de versant, îndeosebi a deplasărilor de teren şi asupra fenomenelor carstice.

Studiile de geomorfologie ce argumentează concepţia davisiană au avut ca obiectiv identificarea suprafeţelor de nivelare şi a procesului de modelare ciclică a reliefului carpatic. Un rol important în realizările acestei etape de cunoaştere fizico-geografică a spaţiului românesc l-au avut şi geografii şi geologii străini: R. Ficheux, Th. Kräutner, H. Wachner, L. Mrazec, L. Sawicki, etc.

Robert Ficheux explică numărul mare al suprafeţelor de eroziune, prin variaţiile nivelului de bază panonnic, pornind de la analiza mişcărilor eustatice. Th. Kräutner, H. Wachner, L. Sawicki realizează observaţii şi studii pertinente în spaţiul alpin, aducând contribuţii importante la cunoaşterea reliefului glaciar carpatic (faze glaciare, geneza circurilor şi văilor glaciare).

Evoluţia reliefului litoral este consemnat în lucrările lui C. Brătescu, care apreciază trăsăturile geomorfologice ale falezelor dintre Eforie şi Costineşti în strânsă corelaţie cu evoluţia paleogeografică a Mării Negre.

Semnificative au fost şi progresele realizate în cunoaşterea biogeografică a spaţiului românesc prin aportul ştiinţific realizat de P. Enculescu (1924, 1929); Al. Borza (1928, 1931), V. Mihăilescu (1929), I. Conea (1931, 1935), R. Călinescu (1932), G. Vâlsan (1938). Studiile biogeografice au urmărit în general limite şi arii de răspândire ale unor plante, ca reflectare a unor condiţii de mediu (fag, castan comestibil, liliac), dar şi reconstituirea unor areale pentru animale dispărute (G. Vâlsan, 1938). Complexitatea studiilor realizate şi fundamentate de Raul Călinescu, atât pentru lumea vegetală, cât şi animală, ne permit să-l considerăm ca întemeietor al biogeografiei moderne în România.

Remarcabile pentru această perioadă sunt şi realizările din domeniul meteo-climatologiei şi hidrologiei: Clima Câmpiei dintre Olt şi Argeş, clima Câmpiei Moldovei, Buletinul societăţii geografice române. Acesta din urmă publică realizări în domeniul cunoaşterii apelor.

---

[1] G. Vâlsan, 1935; N. Popp, 1938; V. Mihăilescu, 1939.
[2] V. Tufescu (1940), I. Gugiuman, 1936.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Perioada modernă a fost susținută științific și de publicațiile periodice geografice românești. *Buletinul Societății geografice române* a fost considerat încă de la prima apariție o „condiție" hotărâtoare a progresului Societății și a învățământului geografic românesc. Modificarea denumirii Societății de Societatea Română Regală de Geografie, a atras cu sine și schimbarea titulaturii Buletinului.

Buletinul Societății regale de geografie, Lucrările Institului de Geografie al Universității din Cluj, Lucrările Societății „Dimitrie Cantemir", Cercetări și studii geografice, „Revista geografică română, Natura, Analele Dobrogei, Țara Bârsei, Analele Brăilei, Milcovia, Arhivele Olteniei, etc. sunt câteva din publicațiile periodice, în care și-au exprimat „crezul" geografic S. Mehedinți, George Vâlsan, Tiberiu Morariu, Ion Conea, V. Mihăilescu, ș.a.

1.1.4. Perioada contemporană

Înființarea Institutului de Geografie (1944) al Academiei marchează începutul unor noi orientări în geografia românească. Prin activitatea Institutului de Geografie s-a realizat coordonarea tematică și teritorială a cercetărilor, făcându-se pași importanți în pregătirea unor lucrări de sinteză asupra întregului teritoriu al României.

După reorganizarea din 1958 a Institutului de Geografie începe o perioadă de activitate rodnică, la care sunt asociate și filialele sale de la Cluj și Iași, precum și cadrele didactice din învățământul superior: Vintilă Mihăilescu, Tiberiu Morariu, Ion Conea, Victor Tufescu, Ion Gugiuman, Petre Coteț, Nicu Pop, Raul Călinescu.

Activitatea didactico-științifică a acestor mari personalități ale geografiei contemporane este reflectată în direcțiile de cercetare inițiate de școlile geografice românești de la Cluj, Iași și București.

Lucrările elaborate de prestigioasele colective de cercetare înscriu, ca *notă distinctă*, interesul manifestat pentru *cunoașterea fizico-geografică* a teritoriului, cadru care asigură coordonatele dezvoltării socio-economice. Amintin în acest sens lucrările: *Monografia geografică a R.P. Române* (1960); Colecția *Județele patriei* (39 de volume – 1970-1980), *Atlas. Republica (Socialistă) România* (1972-1979), *Enciclopedia geografică a României* (1982), *Geografia văii Dunării românești* (1969).

Conexiunea realizată între activitatea de cercetare și cea didactică este reflectată în salturile calitative realizate de școlile geografice românești: *școala clujeană* – coordonată de Tiberiu Morariu (1923-1982) membru corespondent al Academiei Române, om de știință emerit; *școala bucureșteană* – coordonată de academicianul Vintilă Mihăilescu (1944-

1978), academician Victor Tufescu; *şcoala ieşeană* – coordonată de Mihai David, membru corespondent al Academiei Române şi prof. univ. dr. I. Gugiuman. Cunoaşterea geografică a spaţiului carpato-danubiano-pontic s-a realizat în acest cadru instituţionalizat prin iniţierea tezelor de doctorat, care realizează analize regionale, a uneia sau mai multor componente ale mediului fizico-geografic. Magistrii şcolilor româneşti mai sus-menţionaţi, coordonatori ai activităţilor doctorale, asigură o calitate superioară cercetării geografice de teren, conturând prin aceasta o nouă generaţie de geografi cercetători şi cadre didactice universitare, care prin activitatea lor au integrat cercetarea fizico-geografică românească, pe baze noi ştiinţifico-metodologice, în contextul european şi mondial.

Şcoala geografică clujeană îşi conturează destinele geografice, în perioada contemporană, prin activitatea profesorului doctor docent, om de ştiinţă emerit, membru corespondent al Academiei Române, *Tiberiu Morariu* (1905-1982).

Activitatea didactică şi ştiinţifică a profesorului T. Morariu este jalonată de preceptele şi concepţiile moderne din *geografia fizică*, fiind un promotor al noului în investigarea fizico-geografică a teritoriului României, în general, şi al Transilvaniei, în particular.

Contribuţii importante aduce în cunoaşterea morfologiei teritoriului românesc prin: argumentarea glaciaţiei carpatice (Munţii Rodnei) şi periglaciarului; morfologia crovurilor, porniturilor de teren şi vârsta alunecărilor de teren; procesele de versant, hipsografia, energia şi fragmentarea reliefului României; regionarea geomorfologică şi raionarea fizico-geografică a României, etc.

O preocupare aparte manifestă profesorul Tiberiu. Morariu pentru Transilvania, arie geografică căreia îi dedică un interes aparte prin lucrările:

„Viaţa pastorală în Munţii Rodnei" – (1934); „Densitatea reţelei hidrografice din Transilvania, Banat, Crişana şi Maramureş" (1954); „Regiunile hidrogeografice ale Transilvaniei"; „Raionarea fizico-geografică a Câmpiei Transilvaniei"; Terasele râurilor din Transilvania (1960); Transilvania în cadrul unitar al teritoriului Republicii Populare Române (1961, 1963); *Podişul Târnavelor. Caracterizare şi raionare fizico-geografică* (1961); *Contribuţii la studiul fizico-geografic al Văii Târnava Mică* (1962); *Vârsta alunecărilor de teren din Podişul Transilvaniei* (1964); *Transilvania – aspecte geografice* (1967); *Studii asupra proceselor de versant din Depresiunea Transilvaniei* (1968); *Funcţiile fizico-economico geografice ale Transilvaniei în cadrul teritoriului României* (1969).

Marele merit al profesorului Tiberiu Morariu este însă acela de *creator de şcoală geografică,* prin discipolii formaţi în perioada doctoranturii. Cei iniţiaţi în cercetarea geografică sub îndrumarea

profesorului T. Morariu:Gr. Posea, V. Gârbacea, Al. Savu, Gh. Pop, I. Berindei, I. Buta, I. Mac, V. Sorocovschi, V. Buz, N. Raboca, P. Cocean, ş.a., au reuşit să dea o nouă dimensiune şcolii geografice clujene, iniţiind studii geografice regionale[3] care au rămas repere în cercetarea geografică contemporană.

Domeniile de abordare ale discipolilor şcolii profesorului T. Morariu sunt dominant fizico-geografice: *meteorologie-climatologie, geomorfologie* (Gh. Pop); *geomorfologie* (geomorfologie generală, geomorfologie dinamică, geomorfologie aplicată) *geografie generală, metodologie geografică, mediu înconjurător* (I. Mac); *geomorfologie, geografie regională* (V. Gârbacea, Al. Savu, I. Berindei); *hidrologie, limnologie* (I. Buta, V. Sorocovschi, V. Buz); *geoecologie, geografia fizică a României* (P. Tudoran); *pedogeografie* (N. Raboca), *morfologie carstică* (P. Cocean).

Şcoala geografică bucureşteană, începând cu anul 1935 (anul încetării premature din viaţă a lui G. Vâlsan) este coordonată de către Vintilă Mihăilescu. Activitatea lui V. Mihăilescu, ca ctitor de şcoală modernă geografică se identifică cu interesul manifestat pentru problematica *geografiei fizice* în general şi *geomorfologiei* în special. Acest aspect este demonstrat de valoroasa lucrare „*România – Geografie fizică*" (1936), manual universitar, ce reflectă nivelul cunoaşterii cadrului fizic al teritoriului. În domeniul geografiei fizice, a abordat şi probleme de climatologie. A introdus noţiunea de *topoclimatologie* şi promovează conceptul de hidrogeografie. Conturarea şcolii geografice bucureştene s-a realizat pe îngemănarea activităţi didactice (universitare) cu cea de cercetare a terenului (Institutului de geografie) conducerea celor două departamente revenindu-i lui V. Mihăilescu, pentru început. Alături de Vintilă Mihăilescu („*Geografia teoretică, 1968)*, valoroase *contribuţii teoretice* şi *metodologice* aduc Nicolae Al. Rădulescu, Mihai Iancu, Raul Călinescu. Rolul principal al Institutului de Geografie a constat în direcţionarea cercetării geografice româneşti, reunind geografi din toate centrele universitare şi fundamentând o conduită în cercetarea geografică contemporană.

Raul Călinescu fundamentează orientarea biogeografică; *Petre Coteţ* deschide seria studiilor geomorfologice regionale, iar *Victor Tufescu* prin „*Modelarea naturală şi eroziunea accelerată*" publicată în 1966, fundamentează studiile de geomorfologie dinamică. Unele discipline geografice, abordate la Universitatea din Bucureşti s-au constituit în germenii unor noi direcţii de cercetare în România: toponimia geografică şi geografia istorică (Ion Conea, 1902-1974), biogeografia (Raul Călinescu). În aceiaşi perioadă amintim şi cercetările în geomorfologia României ale lui

[3] se regăsesc în orientările bibliografice.

În aceiaşi perioadă amintim şi cercetările în geomorfologia României ale lui N. Popp şi P. Coteț. Acestei generații de promotori ai concepțiilor geografice moderne se alătură generația 1960: Gr. Posea, L. Badea, M. Bleahu, P. Gâştescu, Gr. Mihai, Valeria Velcea, Gh. Neamu, I. Pişotă, I. Popescu-Argeşel, Al. Roşu, V. Trufaş, I. Velcea, I. Zăvoianu, generație care şi-a început „ucenicia" în studiul fizico-geografic al României sub îndrumarea profesorului doctor docent Tiberiu Morariu, în intervalul 1957-1977. Sub îndrumarea profesorului Morariu, în perioada doctoranturii, au însuşit alături de tehnicile de lucru şi rigoarea conținutului ştiințific*, conturând noi dimensiuni ale învățământului geografic bucureştean, românesc şi european.

Şcoala geografică ieşeană îşi conturează primele demersuri în cadrul Facultății de Ştiințe, sub coordonarea profesorului Mihai David (1886-1954), specialist în geomorfologie, domeniu în care a pus bazele unei originale şcoli. În 1932, din inițiativa profesorului Mihai David şi profesolului Gheorghe Năstase s-a înființat pe lângă Universitatea din Iaşi, Societatea Geografică „Dimitrie Cantemir", a cărei publicație a acoperit prin articolele sale, în special aria Moldovei (Podişul şi Câmpia Moldovei, Munții Cristalini ai Bistriței Moldovenești, regiunea Subcarpatică a Moldovei, Basarabia etc.). Foştii studenți a profesorului Mihai David, printre care I. Gugiuman, I. Şandru, I. Sârcu, C. Martiniuc au devenit ulterior promotorii ideilor valoroase ale magistrului, dezvoltând o şcoală geografică modernă, în a cărei generație de discipoli se include: V. Băcăuanu, I. Donisă, I. Hârjoabă, N. Barbu, I. Ichim, I. Bojoi, Octavia Bogdan, Maria şi Nicolae Rădoane, V. Surdeanu, Gh. Lupaşcu, C. Brânduş, V. Rusu, I. Ioniță.

Un aspect deosebit de meritoriu pentru reprezentanții şcolii ieşene a fost promovarea cercetării ştiințifice aplicative, prin „şcoala" de la Pângărați (Staționea de cercetări – Stejarul), unde şi-au conturat „crezul" geografic I. Gugiuman, C. Martiniuc, I. Bojoi, I. Ichim, V. Surdeanu, G. Lupaşcu, Maria şi Nicolae Rădoane, V. Rusu şi Staționea Centrală de Combatere a Eroziunii Solului (I. Ioniță). În spiritul aceleiaşi tradiții, toamna anului 2002 marchează pentru geografii ieşeni o nouă dimensiune spațială, prin inaugurarea Centrului de Cercetare Didactică şi Ştiințifică – Tulnici (Vrancea), în aria de mare mobilitate crustală, un demers de bun augur la început de mileniu pentru şcoala geografică ieşeană şi românească.

---

* *lucrările se regăsesc în orientările bibliografice*

Domeniile susținute de școala geografică ieșeană sunt: geomorfologie (C. Martiniuc, I. Donisă, V. Băcăuanu, I, Hârjoabă, I. Ichim), meteorologie-climatologie (I. Gugiuman, G. Davidescu, Elena Erhan), geografie fizică (I. Sârcu, I. Bojoi, Irina Ungureanu), pedogeografie (N. Bucur, N. Barbu, Gh. Lupaşcu, V. Rusu, E. Rusu), hidrologie (I. Stănescu, Maria Pantazică şi Maria Schram), cartografie-topografie (V. Sficlea, V. Băican).

1.2. Poziția geografică a României şi implicațiile sale geografice

România este aşezată în sudul Europei Centrale, la contactul acesteia cu Europa Orientală şi Europa Balcanică,poziție argumentată atât prin distanțele de aproximativ 2900 Km până la extremitățile nordice(Capul Nord), vestice (Capul Roca) şi estice (Muntii Urali), şi numai 920 Km ,în sud, până la Capul Matapan sau Tainaron(Grecia peninsulară), cât şi prin poziția conferită de coordonatele geografice. (Fig.1.)

Paralela de 45^0 latitudine nordică şi meridianul de 25^0 longitudine. estică îi definesc personalitatea în emisfera nordică.

Paralela de 45^0 flanchează 2/3 din teritoriul României la nord, trecând în apropiere de Târgu Jiu, la nord de Ploieşti, gurile Dunării, respectiv localitatea Agighiol.

Consecințele geografice ce decurg din poziția pe latitudine sunt: *caracterul temperat* al climatului României (paralela de 45 ,marchează jumătatea distanței dintre Polul Nord şi Ecuator); *inegala distribuție a luminii şi căldurii*, cu succesiunea celor 4 anotimpuri, cu repercursiuni în *utilizarea agricolă* a teritoriului şi în desfăşurarea transporturilor ,optimizarea căilor de comunicație.

Diferențele latitudinale între extremitatea nordică a teritoriului României, localitatea Horodiştea, județul Botoşani, pe malul Prutului la 48^0 15'06'' şi extremitatea sudică, oraşul Zimnicea, pe malul Dunării, $43^0$37'07'', însumând o distanță de 525 km, demonstrează un ecart al înclinării razelor solare de $4^0$38', ce se materializează în *diferențierea cantității de radiație sôlară* totală primită de suprafața subiacentă: în sud: 135 – 137 kcal/cm^2/an (pe suprafața orizontală), iar în nord: 107-110 kcal/cm^2/an.

Această diferențiere se transmite şi în *regimul termic anual*, realizându-se diferențieri de 2^0 – 3^0C între nordul şi sudul țării:
Satu Mare 9,7^{0}C; Botoşani – 8,3^{0}C; Jimbolia- 10,9^{0}C; Basarabi-11,2^{0}C; Zimnicea- 11,7^{0}C.

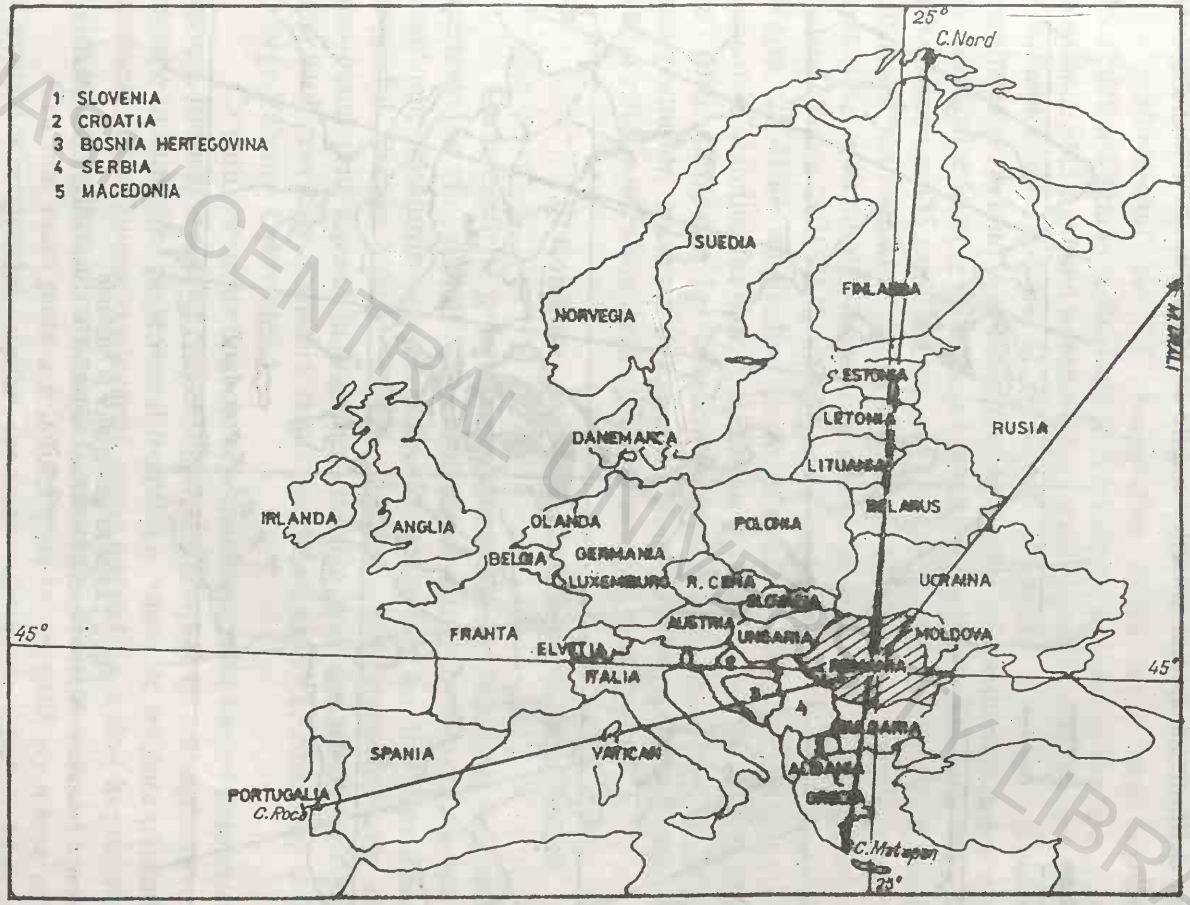


Fig.1 Poziția geografică a României

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

O altă consecință geografică se materializează în *influențele* transmise *ecosistemelor* și în special în răspândirea vegetației. Astfel vița de vie își delimitează arealul soiurilor nobile în interiorul izotermei de 9^0 C (Fig.2).

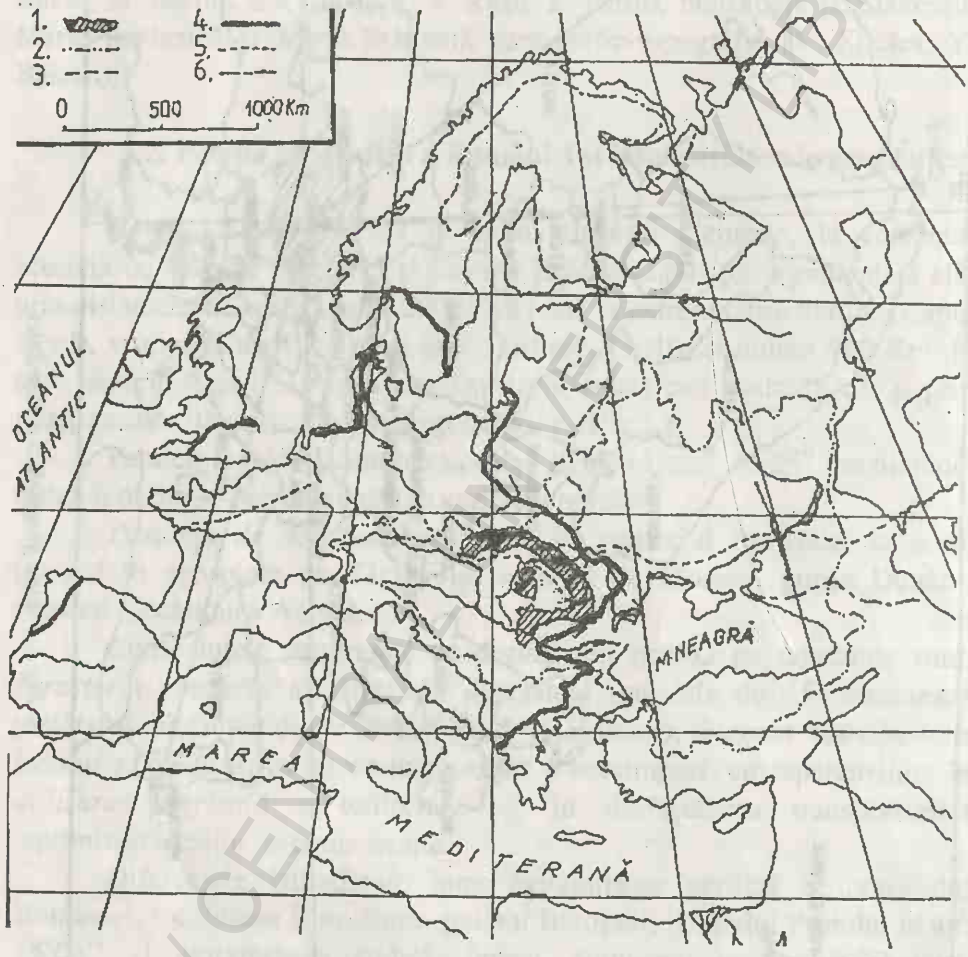


Fig. 2 Limite fitogeografice și bazinale
1. Carpați; 2. Limita bazinului Mării Negre; 3. Limita bazinului Dunării; 4. Limita fagului; 5. Izoamplitudinea anuală de 25°C

Durata zilelor scade de la nord spre sud , la solstițiu de vară (16ore și 3 minute în nord și 15 ore și 26 de minute în sud) și crește de la nord la sud în timpul solstițiului de iarnă (8 ore și 21 de minute , în nord și 8 ore și 56 minute în sud).

Regimul înghețului și brumei suferă diferențieri latitudinale, între nordul și sudul țării, în medie decalajul fiind de aproape două săptămâni,

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

respectiv, primele brume apar în nordul țării în prima decadă a lunii octombrie, iar în sudul țării în a treia decadă sau în prima decadă a lunii noiembrie.

Meridianul de 25^0 longitudine estică trece prin apropierea localităților Făgăraş şi Roşiorii de Vede, marcând pentru Europa şi pentru România linia mediană a teritoriului. Acest aspect se reflectă în: caracterul *continental de tranziție* al climatului; nuanțări climatice reflectate în cantitatea şi *regimul precipitațiilor*; tendințele de continentalizare a maselor *de aer* vestice însoțite de scăderea treptată a precipitațiilor de la vest spre est (ex. Oradea = 635 mm / an; Iaşi = 517 mm / an; Constanța = 378 mm / an); *diferență astronomică* între crepuscul (răsărit) şi amurg (apus) de aproximativ 40 minute, respectiv 4 minute pentru fiecare grad (Beba Veche, județul Timiş 20^{0}15'44', extremitatea vestică şi Sulina, pe țărmul Mării Negre, 29^{0}41'24 longitudine E, în extremitatea estică); *încadrarea țării* noastre în al treilea fus orar, *ora Europei răsăritene*, fapt ce la nivel național se particularizează în consecințe economice, respectiv în regimul transporturilor; existența pe teritoriul României a 2 limite fitogeografice: limita estică a pădurilor de fag şi limita vestică a stepei.

1.3. România - țară carpatică, dunăreană şi pontică

Caracteristicile geografice fundamentale ale României sunt date de aşezarea sa în spațiul carpato-dunăreano-pontic. Poziția teritoriului României, trăsăturile personalității sale geografice au fost sintetizate de geograful George Vâlsan, astfel: „România, țară *carpatică* prin relief, *danubiană* prin rețeaua hidrografică, *pontică* prin fereastra Mării Negre, plămânul prin care România respiră aerul oceanic"(T. Morariu, 1971, - George Vâlsan – Opere alese).

Carpații constituie unul din cele mai importante lanțuri muntoase din Europa, formate în timpul orogenezei alpine. Carpații de sud-est care se află aproape în întregime pe teritoriul României, constituie ostatura pământului românesc. Ei alcătuiesc o adevărată cetate orografică, având în interior cea mai mare depresiune intermontană, Depresiunea Transilvaniei.

Cea mai mare parte a reliefului țării se dezvoltă pe marea unitate structurală a orogenului carpatic, iar toate unitățile de relief de la exterior sunt constituite din sedimente de proveniență carpatică, formarea lor depinzând de evoluția arcului carpatic. România este aşadar o țară, prin excelență, *carpatică*, nu prin faptul că două treimi din lungimea Carpaților se află pe teritoriul României, ci pentru că până şi nisipurile Deltei Dunării, cel mai tânăr teritoriu românesc , au în compoziția lor petrografică elemente carpatice.

Atributul de țară *dunăreană* derivă nu din faptul că 1075 Km a cursului Dunării este pe teritoriul românesc, din cei 2860 Km,ci pentru că România este situată în bazinul inferior al Dunării, fluviu ce străbate diagonal Europa şi drenează 97,8 % din teritoriul țării, prin afluenții săi, cu excepția râurilor din estul Dobrogei, cu scurgerea directă în Marea Neagră.

În raport cu celelalte țări dunărene, România deține suprafața cea mai întinsă din bazinul hidrografic al Dunării. României îi revin 38 % din întregul curs al marelui fluviu şi 45 % din lungimea Dunării navigabile, care în sectorul său inferior, de la Brăila până la vărsare, pe circa 175 km, este accesibilă şi vaselor maritime. Caracterul *dunărean* al teritoriului României este accentuat şi de existența, în estul țării, a gurilor marelui fluviu.

Situarea României pe țărmul occidental al Mării Negre – anticul Pontul Euxinus –, cu o deschidere maritimă de 245 km.(247,4 Km, în limitele apelor teritoriale ale României, incluzând şi cele 22 de mile marine de la țărm), prezența porturilor Constanța, Sulina, Mangalia şi a celor de pe Dunărea maritimă, conferă României şi atributul de țară *pontică*.

1.4 Interferențe geografice în peisajul României

Poziția geografică în cadrul continentului şi prezența arcului carpatic în centrul României fac ca pe teritoriul ei să se interfereze influențe geografice central-europene, est-europene, balcanice şi pontice, rezultând o mare varietate, pe orizontală şi în altitudine, a elementelor de climă, de soluri, de vegetație, ca şi a altor componente geografice.

Astfel în raport cu circulația atmosferică teritoriul României se situează în zona de întrepătrundere a maselor de aer mai umede din vest, cu cele continentale, mai uscate din est, determinând caracterul general al climei României, *continental de tranziție*, cu amplitudini termice mici, cantități de precipitații moderate.

Influențele central-europene se reflectă şi în regimul hidrologic şi biopedologic. Râurile din provincia cu influențe oceanice prezintă în genere debite constante pe tot parcursul anului, aspecte materializate în prezența unor tipuri de regim specifice: tipul carpatic vestic (CV), subtipul pericarpatic vestic (Pcv), pericarpatic transilvan (PcT).

Ecosistemele forestiere resimt aceste influențe în extensiunea mare a pădurilor de fag (şi foioase în general) şi a bradului alb, dintre răşinoase (pe teritoriul țării noastre, aflându-se şi limita estică a celor două elemente floristice). În învelişul pedologic influențele central-europene se materializează în prezența solurilor cambice (brune eumezobazice şi brune montane acide). Fauna, datorită mobilității şi adaptabilității sale, aparține în proporție de aprox. 90 % Europei centrale.

Influenţele Europei răsăritene se manifestă cu precădere în Moldova, Bărăgan şi Dobrogea, iar materializarea geografică a acestor influenţe o constituie *nuanţa continental excesivă* a climatului, cu tendinţe de aridizare, aspecte exprimate în: amplitudinile termice foarte mari, între sezonul cald (20-23^{0}C) şi cel rece – 3^0-4^{0}C); iernile aspre şi verile calde şi secetoase; cantitatea redusă de precipitaţii (450-500 mm/an), neuniform repartizate în cursul unui an, având în genere un caracter torenţial; regimul hidrologic foarte fluctuant, atât ca debit (Q) cât şi ca nivel (exemplu fiind . Jijia, ce prezintă un Q variabil între 1 m^3/s – 1800 m^3/s), frecvenţa mare a viiturilor şi podurilor de gheaţă; prezenţa cu reprezentativitate în învelişul biopedogeografic al unor elemente ce particularizează influenţele climatice, respectiv reprezentativitatea *domeniului silvostepei şi stepei;* a solurilor molice (cernoziomuri şi soluri bălane dobrogene) şi argiluvisolurilor (soluri brune-roşcate şi cenuşii de pădure).

Influenţele balcanice, pontice şi *mediteraneene* se suprapun pe areale disjuncte ale domeniului central-european. Climatul în general blând, regimul termic moderat cu tendinţe spre ridicat, mai ales în sezonul rece; regimul pluviometric ridicat, înregistrându-se cel de-al doilea maxim pluviometric (noiembrie – decembrie – ianuarie), regim ce se răsfrânge şi în trăsăturile regimului hidrologic, respectiv prezenţa debitelor constante, prezenţa a două perioade cu viituri şi absenţa îngheţului.

Elementele biopedogeografice resimt aceste influenţe, particularizându-le în prezenţa elementelor termofile de proveniență mediteraneană: liliacul, mojdreanul, cărpiniţa etc ori a elementelor faunistice (scorpionul, vipera, amodides, broasca ţestoasă de uscat, etc.). Solurile brune-roşcate, eumezobazice (de pădure) se înscriu în peisajul regiunilor sud-vestice (Banat, Oltenia) cu influenţe submediteraneene.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL II

EVOLUȚIA PALEOGEOGRAFICĂ A TERITORIULUI ROMÂNIEI

2.1 Considerații preliminare asupra modelului tectonicii globale în spațiul românesc

Evoluția paleogeografică a spațiului carpato-danubiano-pontic trebuie abordată în baza celor două teorii tectonice moderne: tectonica plăcilor (sau tectonica globală) și teoria geosinclinală, aceasta din urmă reprezentând prin fazele sale tectonice, doar secvențe spațio-temporale ale dinamicii plăcilor, a căror rezultantă o reprezintă o catenă cutată. În geosinclinal se include atât porțiuni de crustă oceanică, cât și porțiuni de crustă continentală sau intermediară, unități care se vor regăsi în catena orogenetică. Frecvent zona mobilă nu se situează pe o singură placă, ci se suprapune pe cel puțin două margini continentale majore și înglobează resturile uneia sau mai multor microplăci (transilvană, panonică, moesică) dar și fragmente de scoarță oceanică materializată în suturi ofiolitice). De asemenea, această evoluție trebuie percepută într-un cadru mult mai larg, european și mondial.

În acest cadru larg, mecanismul geotectonic trebuie argumentat prin rolul jucat de placa tectonică *eurasiatică* și cea *gondwană*.

Evoluția teritoriului României a decurs, în linii generale, sub directa influență a deplasării plăcii eurasiatică, în contextul influențării configurației tectonice a microplăcilor din spațiul învecinat (aflate în fața ei) și deschiderii ori închiderii unor rifturi locale sau regionale, care au modificat această configurație. Nu trebuie însă neglijat "aportul" adus de placa africană (fragment al Gondwanei). Convergența ori divergența plăcilor eurasiatică și africană au imprimat aglomeratului de microplăci, cuprins între ele, direcții foarte diferite în lungul releu al edificării spațiului carpato-danubiano-pontic.

Microplăcile au provenit fie din ruperea marginii sud-vestice a plăcii eurasiatice (D. Rădulescu și colab., 1973) ori marginii de nord a plăciii africane, fie că reprezintă mezogeizi (adică fragmente de platformă, cum sunt blocurile panonic, Highișul, Blocul Codrului, Silvaniei, Transilvaniei), fie fragmente de terrane acretate.

Evoluția paleogeografică poate fi urmărită de-a lungul a trei epoci distincte: prehercinică, hercinică și carpatică. Primele două epoci geotectonice sunt răspunzătoare de perfectarea "conținutului" geodinamic al

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

orogenezelor alpine, respectiv structura plăcilor litosferice antrenate în ciclul orogenetic alpin (eurasiatică, moesică, transilvană, panonică şi pontică) şi conturarea spaţiului precolizional.

Dinamica acestor plăci şi microplăci a fost inegală, înregistrându-se atât perioade de accelerare cât şi de încetinire a mişcării, precum şi perioade de convergenţă şi divergenţă a plăcilor (Săndulescu, M. – 1984, 1994; Debelmas şi Săndulescu – 1987; Savu, Al. şi al. – 1980; Bleahu, M. şi colab – 1973, 1989; Rădulescu, D. – 1973; Balintoni, I. – 1997).

Delimitarea plăcilor şi microplăcilor antrenate în mecanismele geodinamice a reprezentat şi reprezintă, în continuare pentru şcoala geofizică şi geologică românească un "examen" dificil. Aceste delimitări s-au realizat în strânsă corelaţie cu rezultatele cercetărilor europene din spaţiul carpato-alpin şi celor mondiale (conceptul tectonicii globale în şcoala anglo-saxonă, Dewey, Dietz, Hess – 1973, 1979).

Deşi există încă o neuniformitate de idei asupra cadrului noţional, între şcoala geologică bucureşteană (Săndulescu, M. – 1984) şi cea clujeană (Balintoni, I – 1997), privind definirea şi delimitarea plăcilor şi microplăcilor şi funcţionalităţii acestora (craton, centuri mobile, platforme), mecanismele generale de evoluţie a scoarţei terestre în spaţiul carpato-danubiano-pontic sunt analizate integrat tectonicii (globale a) plăcilor.

Placa eurasiatică este prezentă în spaţiul românesc prin segmentul frontal al *plăcii moldoveneşti* sau *moldave* cu funcţionalitate de platformă (Săndulescu, M. – 1984) ori craton eurasiatic (Balintoni, I. – 1997) (Fig. 3).

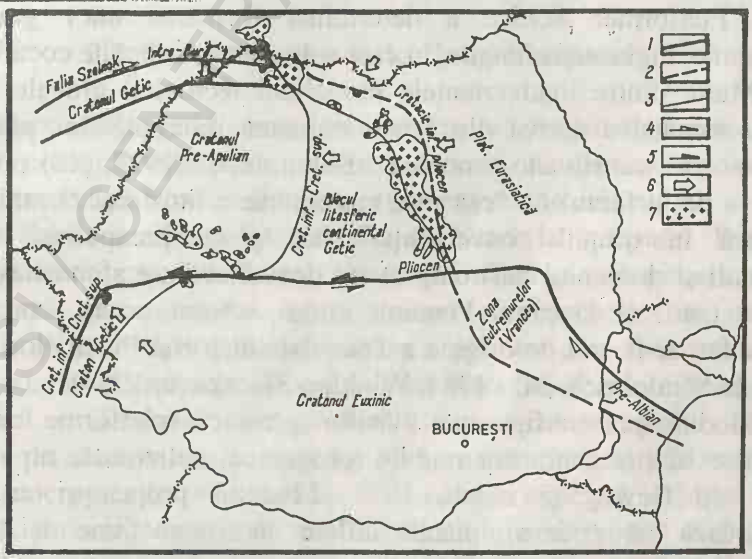


Fig.3 Modelul tectonic "global" transilvan (după I. Balintoni şi colab. , 1977)
1. marginile blocului continental; 2. frontul plăcii est-europene; 3. limită geologică; 4. direcţia mişcărilor transgresive; 5. direcţia subducţiei; 6. direcţia de mişcare a cratonului euxinic ; 7. vulcanite neogene.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Limita vestică a acesteia o reprezintă falia Siretului, iar cea sudică falia Bistriței (Săndulescu – 1984, p. 75). Structurarea ei s-a realizat în ciclurile orogenice prehercinice, mai precis precambriene, dovada reprezentând-o marginea sa actuală, soclul cristalin precambrian. Această platformă, pe teritoriul țării noastre "marchează o acuzată schimbare de direcție, de la aproximativ NNV-SSE la E-V (Săndulescu, M. – 1984, p.63).

Platforma sau ***placa Moesică*** (cratonul Euxinic, cf. lui Balintoni, I. – 1997) se dezvoltă la sud şi sud-vest de falia Peceneaga-Camena şi de prelungirea acesteia spre nord-vest, pe sub depozitele avanfosei şi ale pânzelor flişului (Săndulescu, M. – 1984, pg.83), de la Curbura Carpaților românești şi , în parte, al unităților externe din Carpații Meridionali, unde intră în contact cu domeniul danubian. Extinderea spre nord a Platformei Moesice se poate urmări până la falia Trotuşului, soclul acestei unități este epicadomian (assyntic ori baicalian). Platforma Moesică este împărțită de falia intramoesică (Călăraşi-Fierbinți) în două sectoare distincte din punct de vedere structural: *compartimentul dobrogean* pe care-l identifică Airinei, Şt. – 1977, cu microplaca pontică, delimitat de falia Peceneaga-Camena în nord şi falia (intramoesică) Călăraşi-Fierbinți, în sud, şi *compartimentul valah.*

La nord de ***falia Peceneaga-Camena*** se desfăşoară ***orogenul Nord-Dobrogean***, care prezintă o poziție intracratonică (în accepțiunea şcolii bucureştene) în raport cu platforma paleozoică, situându-se la nord de falia Peceneaga-Camena şi provine din remobilizarea unei părți din *Scutul Scitic* (aflat în subasmentul Depresiunii Predobrogene). Deformarea hercinică a soclului Platformei Scitice a determinat formarea unor grabene de compresiune, înguste şi alungite, în care s-au păstrat depozite eocarbonifere.

Multe dintre inadvertențele modelului tectonicii globale asimilate spațiului românesc derivă din funcționalitatea microplăcilor panonică şi transilvană ori transilvano-panonică . Balintoni, I. (1997, p.8) porneşte în analiza sa de la faptul că "cea mai mare parte a litosferei oceanice a fost consumată în timpul convergenței", iar placa preapuliană (Carpații Occidentali şi domeniul austroalpin) s-a dezvoltat între sfenochasmul sud-pannonic (sud) şi Oceanul Penninic (nord). Acest ocean, consemnează autorul citat, ar fi aria de origine a Transilvanidelor şi Pienidelor (structuri definite de Săndulescu, M. - 1984, Winkler, Slaczka ,0, 1994).

Modificarea configurației plăcilor tectonicii (platforme, cratoni) pe parcursul evoluției centurilor mobile (orogenice) colizionale alpine, a fost ilustrată de Dewey şi colab, 1973. Modelul propus şi argumentat, demonstrează că (micro) plăcile aflate în interacțiune îşi modifică configurația, în contactele de tip convergent prin apariția faliilor transformante, care au putut facilita mişcarea independentă a unor blocuri sau fragmente de placă în raport de celelalte. Aceste falii transformante

(Peceneaga_Camena, falia nord-transilvană şi intramoesică) au asigurat configuraţia carpato-danubiano-pontică de astăzi ai cadrului morfostructural românesc.

Divizarea geotectonică a Orogenului Carpatic (Săndulescu, M. – 1975; Rădulescu, D., Săndulescu, M. – 1973; Bleahu, M. – 1974) confirmă complexitatea evoluţiei acestei unităţi, unul din segmentele cele mai complexe ale Europei alpine (Săndulescu, M. – 1984, p.65). Aplicarea conceptului tectonicii plăcilor la structura Carpaţilor a condus implicit la reconsiderarea *structurilor ofiolitice* (resturi ale vechilor zone oceanice din timpul Mezozoicului), *cuverturilor posttectonice* şi *depresiunilor*, ca unităţi majore ale Carpaţilor. Astfel autorul (Săndulescu, M. : *Geotectonica României* – 1984) distinge unitatea *Dacidelor* (interne, grupând unităţi de proveniență continentală; *externe*, corespunzând unei suturi intracontinentale; *marginale* asimilate Danubianului); *Transilvanidele*, reprezentând sutura ofiolitică majoră din orogenul carpatic şi în acelaşi timp sutura majoră tethysiană; *Pienidele*, un releu probabil al Transilvanidelor, purtând urmele unei tectogeneze neogene; *Moldavidele*, cu tectogeneză neogenă; *avanfosa* (senso stricto), cu două zone: internă (cutată) şi externă (necutată), ce a funcţionat din Bessarabianul superior şi până la sfârşitul Pliocenului ori chiar Pleistocenul inferior; depresiunile molasice şi cuverturile post-tectonice (Depresiunea Transilvaniei şi Depresiunea Panonică), ca elemente suprapuse elementelor deformate de principalele tectogeneze carpatice.

2.2. Tectodinamica teritoriului României

Mecanismele geodinamice ale ciclurilor orogenetice prealpine şi alpine au conturat trăsăturile morfostructurale şi morfosculpturale ale peisajelor româneşti, bine evidenţiate în prezent rămân cele alpine.

Deschiderea riftului Atlanticului de Nord, la începutul Triasicului este singenetică cu închiderea Oceanului Tethys. Regiunea alpino-mediteraneană şi-a conturat astfel cadrul morfogenetic în contextul geodinamic al deplasării paralele spre est a plăcilor eurasiatică şi africană (Gondwana), dar şi convergenţei celor două plăci litosferice. Complexitatea geotectonică a Oceanului Tethys derivă din prezenţa aglomeratului de microplăci ori masive mediane, care se pare, au înaintat mai repede, în raport cu macroplăcile. Microplăcile (anatoliană, egeeană, a Mării Negre, transilvană, moesică, apuliană) au funcţionat în aria mobilă a Oceanului Tethys, ele primind sub impulsul macroplăcilor (eurasiatică, africană) direcţii şi orientări diferite care se vor reflecta în orientarea geosinclinalelor şi foselor generate (argumentate gravimetric).

Rolul microplăcilor în dinamica scoarței terestre din spațiul geografic românesc a fost argumentat diferit, atât de geologi, geofizicieni și de geomorfologi. Dacă microplăcilor moesică, transilvano - panonică ori plăcii moldave li se acordă rol coordonator, plăcii pontice, fie îi revine rol deosebit în manifestarea proceselor tectonice majore din zona curburii Carpaților, fie este neglijată total. De asemenea, se afirmă că microplaca moesică coboară de la Dunăre spre Carpații Meridionali, fără a se putea preciza dacă în fața ei este un plan Benioff și dacă direcția actuală este nord sau nord-vest, în schimb mobilitatea tectonică a ariei Vrancei, confirmă prezența acestui plan și implicit subducția plăcii pontice sub un fragment de placă carpatică. Acest fragment de placă carpatică în migrarea sa spre sud-est, conturează în spate un bazin retroarc (Depresiunea Brașovului).

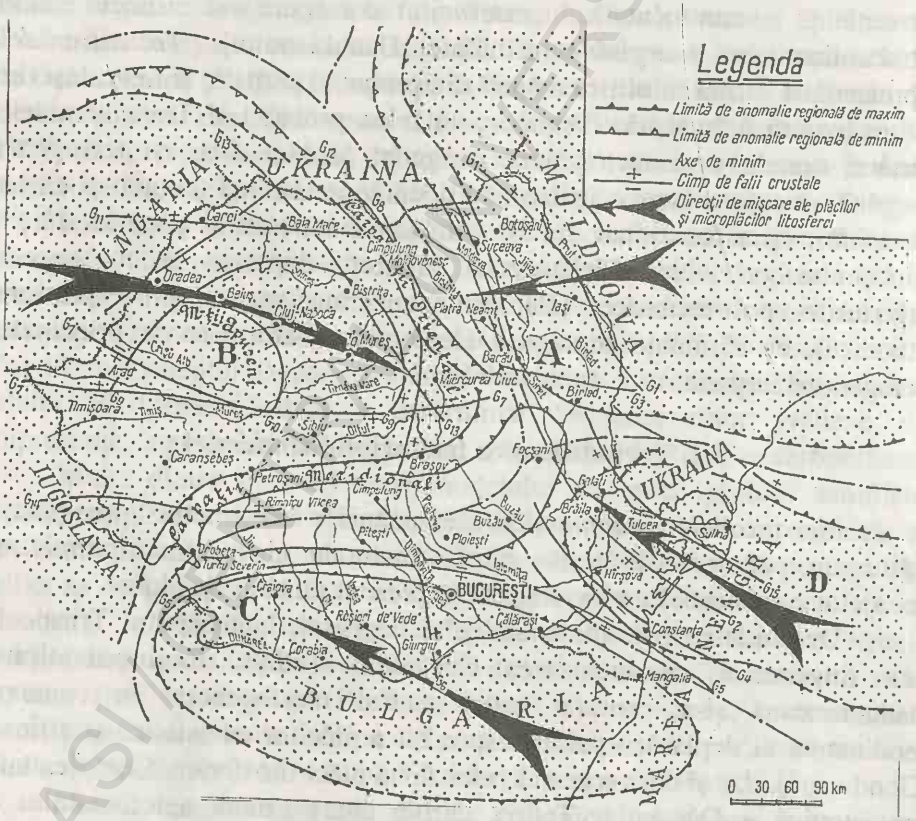


Fig.4 Schița plăcilor tectonice în spațiul Carpato-danubiano-pontic (după Șt. Airinei,1977).

Procesul de deschidere și conturare a *geosinclinalului carpato-balcanic* sau *Mezoparatethysului* debutează cu Triasicul (aproximativ 200 milioane de ani). În vestul lui se situa un aglomerat de microplăci, dintre

care mai avansată era microplaca interalpină cu un sector transilvan şi unul pannonic (Constantinescu, L. şi colab. – 1973) sau o microplacă transilvană şi una pannonică (Airinei, Şt., 1977) (Fig. 4). În est se situa *placa moldavă*, în sud, *moesică*, iar în sud-est, *pontică* sau a *Mării Negre*. Geosinclinalul carpato-balcanic reconstruit secvenţial ar cumula într-un aliniament cu desfăşurare NV – SE cel puţin o lungime echivalentă cu lungimea Alpilor Orientali, Carpaţilor Occidentali, Carpaţilor Orientali, Carpaţilor Curburii, Carpaţilor Meridionali şi eventual placa Moesică (Geografia României, vol. III, p. 74)

Diferenţele de înaintare în aglomeratul microplăcilor din vestul Mezoparatethysului sau geosinclinalului carpato-balcanic, au condiţionat deschiderea la începutul jurasicului, în regiunea Munţilor Dinarici a unui rift, care s-a transformat într-un fund oceanic cu depuneri de ofiolite, rift prelungit până în Munţii Metaliferi-Trascău (inclusiv "apofiza" nordică a Trascăului, respectiv Culmea Petrenilor).

Procesul de deschidere a riftului dinarid a avut ca răspuns modificarea configuraţiei plăcilor din complexul carpatic, facilitând separarea plăcii moesice de cea pannonică. Riftul dinarid devine inactiv la sfârşitul jurasicului, iar debutul cretacicului marchează coliziune a acestui aglomerat (suturat ofiolitic) cu placa moldavă. Este momentul formării Dacidelor interne, ce se extind atât sub o parte din Depresiunea Transilvaniei cât şi sub cea Pannonică

Limita între Dacidele interne şi Transilvanide (Fig. 5)(complexe ofiolitice) marcată de încălecarea unităţilor aparţinând Metaliferilor simici peste cele ale Metaliferilor sialici, aflorează doar în Munţii Metaliferi (M. Săndulescu, 1984, p. 131). Falia nord-transilvană şi prelungirea ei până la vest de Dunăre, în sudul Ungariei, împart Dacidele interne în două segmente majore (Apusenidele nordice şi sudice).

În Jurasicul superior – Cretacic, riftul dinarid devenind inactiv, oceanul aflat în expansiune, intră în subducţie, argumentul reprezentându-l erupţiile de banatite (de la începutul paleogenului). Presiunea microplăcilor din vest determină închiderea Mezoparathetysului sau geosinclinalului carpato-balcanic, asociind procesele de conturare a Pienidelor, Dacidelor externe şi Moldavidelor.

Procesul de închidere (fazele austrică şi laramică) este demonstrat de apariţia încălecărilor de tipul pânzelor (pânza Getică, pânza de Codru, pânza de Biharia), pe fondul declanşării subducţiei plăcii moldave, subducţie care este argumentată pe de altă parte prin conturarea avantfosei flişului cretacic.

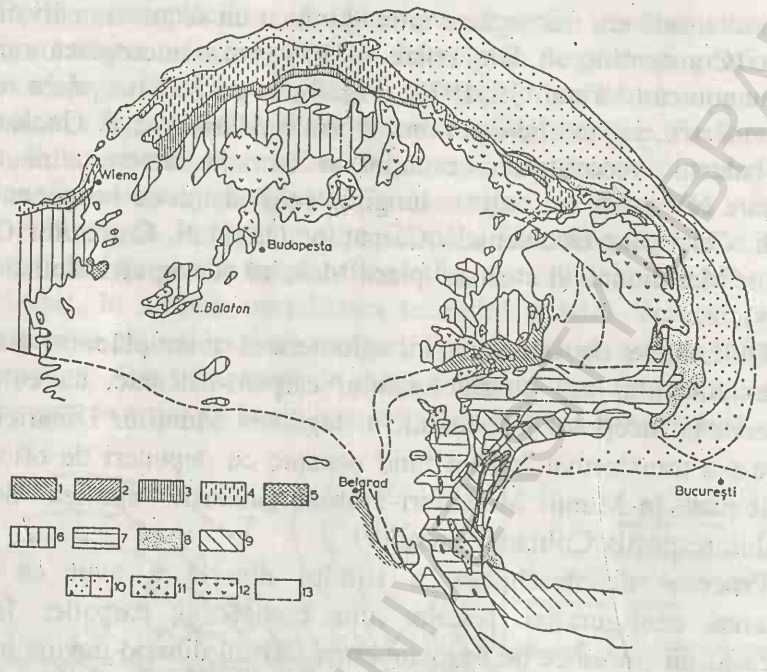


Fig.5 Schița marilor diviziuni structurale ale Carpaților și a regiunilor învecinate (M. Sandulescu, 1984).

1. Transilvanide și Vardar; 2. Pânze transilvane; 3. Pienide; 4. pânza (grupul) Măgura; 5. Piemontais (fereastra Rechnitz); 6. Dacide interne și Austroalpin; 7. Dacide mediane; 8. Dacide externe; 9. Dacide marginale (=Prebalcani și Stara Planina); 10. Moldavide a) Zona flișului, b) pânza subcarpatică; 11. banatite; 12. magmatite neogene; 13. depresiuni molasice și curverturi post-tectogenetice.

Aglomeratul de (micro) plăci carpatice va migra spre est și nord-est, pe falii transcurente ori chiar transformate, unele segmente unindu-se (alipirea Apusenilor sudici de cei nordici) și formând masive unitare ori unități tectostructurale cu funcționalitate monolitică (Apusenidele)(Fig. 6).

În paleogen, punerea în loc a banatitelor anunță încetarea subducției în zona Vardar. Bazinul flișului cretacic s-a restrâns sub împingerile din vest (Săndulescu, M. și colab. – 1981), sedimentele cretacice s-au cutat avansând spre placa moldavă, care se subduce în continuare. Se conturează avanfosa flișului paleogen, a cărui stil va fi definitivat în tectogenezele postpaleogene.

Prefacerile miocene debutează odată cu badenianul, când fruntea plăcii moldave ajunge la adâncimi ce îi impun topirea (135-165 km). Reflexul tectonic este materializat în generarea lanțului vulcanic neogen din vestul Carpaților Orientali (fazele stirice, moldavice).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

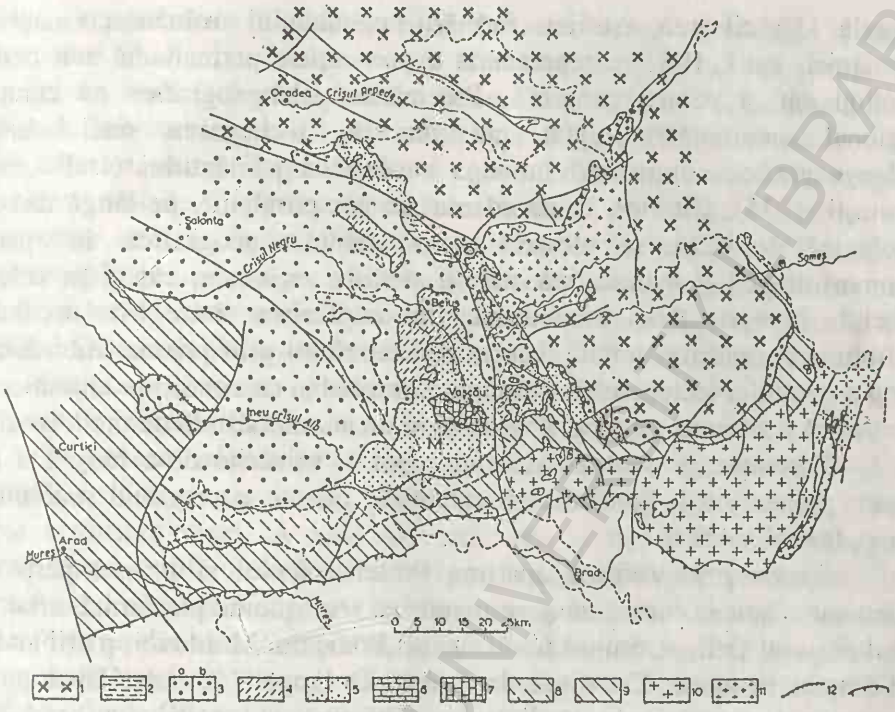


Fig.6 Unităţile tectonice ale apusenidelor septentrionale (în Munţii Apuseni şi sub depresiunea panonică)(M. Sandulescu, 1984).

1. Unitatea de Bihor; Pânza de Vălani; 3. Pânza de Finiş-Gârda (a- pânza de Gârda; pânza compozită de Finiş); 4. Pânza de Dieva; 5.pânzele de Moma (M) şi Arieşeni (A); .6. pânza de Vaşcău; 7. pânza de Coleşti; 8. pânza deHighiş-Poiana; 9. pânza de Biharia; 10. pânzele de Baia de Arieş şi Vidolm; 11. Banatite; 12. Conturul pânzelor dacidice interne; 13. frontul pânzelor transilvanidice (Metaliferii simici)

Subducţia a continuat până la sfârşitul pliocenului, începutul cuaternarului (ciclul vulcanic pliocen). Concomitent însă s-a activat (*Geografia României*, vol. III, p. 75, 1983) o zonă de subducţie în faţa Carpaţilor Curburii, unde o bucată de placă carpatică, avansând spre sud-est, peste microplaca pontică, lăsă în spate, poate ca extensie, o depresiune retroarc, Depresiunea Braşovului.

2.3. Etapele de dezvoltare a reliefului

Configuraţia de ansamblu a reliefului României este rezultatul unui proces evolutiv îndelungat şi complex, început încă din timpul consolidărilor precambriene. Prin adăugarea succesivă a marilor unităţi morfostructurale, formate în etape şi faze diferite, abia în ultima parte a cuaternarului s-a ajuns la definitivarea teritoriului în configuraţie orografică

actuală. Descifrarea istoriei formării pământului românesc(Geografia României, vol.I, 1983) a reprezentat o preocupare permanentă atât pentru geologi cât şi pentru geografi.. Precizările paleogeografice cu caracter regional, acumulate treptat, au dus la închegarea unei sinteze paleogeografice cuprinzând întreaga evoluţie a pământului (I. Popescu-Voiteşti, 1935). Ulterior, în abordarea acestor probleme, pe lângă direcţia geologică de bază, se remarcă şi o orientare geografică, în special geomorfologică – manifestată atât în studiile regionale, cât şi în cele la nivelul întregii ţări, preocupată de explicarea întregirii uscatului, definitivarea marilor unităţi şi formarea reliefului prin prisma îmbinării în timp a evoluţiei tectonice şi sculpturale, împreună cu condiţiile climatice ce determină o anumită cuvertură vegetală şi un anumit sistem de modelare.

Formarea şi evoluţia reliefului pot fi urmărite de-a lungul a trei epoci: prehercinică, hercinică şi carpatică, fiecare cuprinzând mai multe etape, faze şi subfaze.

Epoca prehercinică aparţine Proterozoicului şi primei părţi din paleozoic, când se formează şi se nivelează soclurile de platformă, aflate în estul şi sudul ţării, alcătuind fundamentul Podişului Moldovei, părţii sudice a Câmpiei Române, Dobrogei de Sud şi Dobrogei Centrale. Evoluţia ca geosinclinal, trecerea la stadiul de platformă şi modelarea masivelor cristaline s-au înfăptuit în două etape.

Etapa organogenezelor precambriene şi a nivelărilor cambriene corespunde cu consolidarea fundamentului de platformă din faţa Carpaţilor.

Platforma Moldovenească s-a consolidat după mişcările baikaliene (V. Mutihac, L. Ionesi, 1974), iar Platforma Moesică s-a definitivat după organogeneza assyntică de la finele Proterozoicului (I. Dumitrescu şi colab., 1962). În Proterozoicul Mediu, platforma est-europeană a suferit o fragmentare în aria dobrogeană. Ca urmare geosinclinalul prebaikalian, extins în vest (fundament oceanic), se prelungeşte peste cea mai mare parte a Dobrogei şi sudului Moldovei, unde, a funcţionat până la începutul Mezozoicului.

La începutul Paleozoicului (acum circa 550 milioane de ani) existau două unităţi de uscat alcătuite din roci metamorfice şi magmatice, Platforma Moldovenească şi cea Moesică, corespunzând Câmpiei Române şi Dobrogei de Sud , separate de aria geosinclinalului din Dobrogea Centrală şi cea de Nord.

În *Cambrian* are loc o eroziune accentuată a uscatului în condiţiile unui climat cald şi secetos şi al existenţei unor deşerturi. Ca urmare, dezagregările, eroziunea eoliană, pluviodenudarea şi eroziunea fluviatilă au acţionat intens asupra reliefului, supunându-l nivelării. Procesul a fost favorizat şi de slăbirea mişcărilor tectonice. A rezultat o suprafaţă de

nivelare – *peneplena soclului precambrian* –, care alcătuieşte astăzi fundamentul Podişului Moldovei, al Câmpiei Române şi al Podişului Dobrogei de Sud. Coborârea lentă a peneplenei la finele Cambrianului a facilitat definitivarea nivelării prin abraziune. (Geografia României, vol. I, 1983). Ulterior, marginile platformelor coboară către geosinclinal în lungul mai multor linii de fracturi, ceea ce face ca astăzi planul general al lor să încline către vest, în Podişul Moldovei şi, către nord, în Câmpia Română. Mişcările epirogenice care au afectat ulterior cele două platforme au permis acoperirea lor de către apele mării şi acumularea unor depozite groase de materiale. Deci peneplena are caracter de suprafaţă de eroziune fosilizată.

Etapa orogenezei caledonice şi a nivelării post-caledonice s-a desfăşurat de la finele Cambrianului şi până în Devonian.

Orogeneza caledonică (Silurian) s-a materializat în cutarea strânsă a sedimentelor din geosinclinal şi într-un metamorfism mai slab ce a dat naştere şisturilor verzi. A avut loc ridicarea şi consolidarea Dobrogei Centrale (între liniile tectonice Peceneaga-Camena şi Capidava-Ovidiu). În geosinclinalul carpatic au apărut cordiliere, dintre care de o însemnătate mai mare a fost cea din vecinătatea Platformei Moldoveneşti, prelungită până în Dobrogea de Nord. Ca efect al mişcărilor caledonice, Dobrogea de Sud s-a exondat la finele Silurianului. Condiţiile modelării erau aproape similare cu cele din prima parte a Paleozoicului: un climat cald cu vegetaţie redusă. Relieful creat de mişcările caledonice a fost intens modelat, astfel că în unităţile exondate a rezultat o suprafaţă de eroziune care retează structurile şisturilor verzi. Aceasta se păstrează în Dobrogea Centrală şi Dobrogea de Sud, având ca depozite corelate stratele de Carapelit din regiunea Măcinului. Peneplena a rămas exondată până în Jurasic, când a fost acoperită de apele mării. Ulterior, în unele sectoare, eroziunea a scos la zi de sub depozitele Mezozoice porţiuni din această suprafaţă.

Epoca hercinică (Paleozoicul superior şi Mezozoic) corespunde formării şi consolidării blocurilor cristaline carpatice, înălţării tectonice, peneplenizării şi fragmentării acestora. Prin caracteristicile ei tectonice, structurale şi sculpturale se înscrie ca o perioadă de tranziţie între perioada de formare a reliefului soclurilor şi cea de definitivare ca unitate morfostructurală a orogenului carpatic. Pentru Dobrogea de Nord are rol esenţial, de ea fiind legate nu numai definitivarea trăsăturilor structurale, dar şi modelarea puternică a reliefului creat. În regiunile de platformă, în momentele de exondare, s-a produs o denudare slabă la nivelul unor câmpii sau podişuri cu altitudine coborâtă.

Etapa orogenului hercinic şi a peneplenei posthercinice începe în Carbonifer şi se încheie în Jurasic (mişcările kimmerice vechi). Se înscrie în

relief prin apariția masivului nord-dobrogean și sculptarea unei suprafețe de nivelare fosilizată de depozite jurasice.

Orogeneza hercinică se manifestă în Carbonifer și Permian (Fig. 7) prin cutări, exondări și magmatism granitic, atât în geosinclinalul carpatic, cât și în aria nord-dobrogeană. Cutările și-au păstrat înfățișarea structurală inițială în regiunea Munților Măcinului, care a devenit rigidă la începutul Mezozoicului, alăturându-se Dobrogei Centrale. Depozitele paleozoice sunt cutate strâns, faliate și străpunse de mase granitice.

Istoria geotectonică prealpină a orogenului Nord Dobrogean este comună cu cea a ariei din marginea platformei Eurasiatice. M. Săndulescu consideră orogenul Nord Dobrogean, sub raport evolutiv, în contextul catenelor alpine din nordul Mării Negre, fiind un orogen intracratonic, ce se desfășoară la nord de zona cutată alpino - carpato - pamiriană. Dobrogea hercinică se înscrie , conform aceleiași surse ,într - un model geotectonic ce are în vedere dezvoltarea unui aulacogen complex, suprapus celui caledonian și situat între Platforma Moldavă și Platforma Moesică, partea mobilă a acestui aulacogen corespunde pânzei de Măcin.

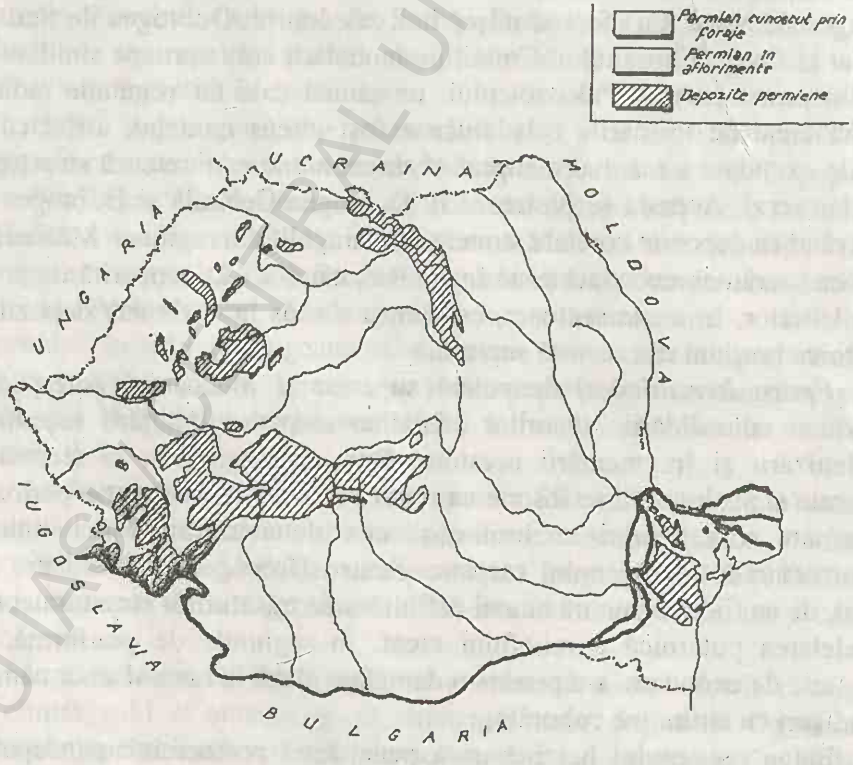


Fig. 7 Răspândirea Permianului în România (GeografiaRomâniei vol. I, 1983)

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În geosinclinalul carpatic au avut loc metamorfozări slabe şi cutări ce au dat cordiliere şi catene dispuse într-un arc ce urmărea vechiul contur al cordilierelor caledonice. Spre sfârşitul orogenezei hercinice au fost puse în loc mase granitice (lacolite şi batolite), care astăzi sunt scoase la zi prin eroziune. Probabil că o catenă făcea legătura între Dobrogea de Nord şi regiunea carpatică (Geografia României, vol. I, 1983).

Ridicarea catenelor a fost însoţită de reactivarea unor fracturi şi de coborârea treptată a unei suprafeţe întinse între Platforma Moldovenească şi regiunea nord-dobrogeană. În jurasic aici a luat naştere Depresiunea Predobrogeană, continuată spre nord cu Depresiunea Bârladului, în care procesul de acumulare s-a desfăşurat, cu întreruperi scurte, din Jurasic până în Cuaternar.

De la sfârşitul Carboniferului până în Triasicul inferior, masivele hercinice din Dobrogea de Nord şi din aria carpatică au fost supuse unei modelări intense în condiţii bioclimatice diferite de cele din prima parte a Paleozoicului. Climatul cald şi umed din Carbonifer a permis dezvoltarea unei vegetaţii luxuriante. Prezenţa recifilor până la latitudinea de 55^0 nord, ca şi a altor roci atestă caracterele climei. În Permian şi Triasic, climatul a devenit secetos, fapt relevat de abundenţa gresiilor roşii cu grăunţi şlefuiţi de vânt, de stratificările specifice dunelor, de prezenţa depunerilor râurilor temporare de tipul uedurilor, ca şi de slaba dezvoltare a vegetaţiei. Procesele de modelare dominate de acţiunea vântului şi a averselor au dat naştere unei suprafeţe de eroziune cu caracter de pediplenă în toată Dobrogea de Nord, care, ulterior, a suferit modificări prin fragmentare şi nivelare laterală. În est şi sud ea a fost acoperită de depozite triasice şi jurasice. În aria carpatică, (Geografia României, vol. I, 1983) catenele au fost reduse la masive cristaline nivelate care, în etapele următoare, au suferit deplasări pe verticală cu sensuri şi intensităţi diferite. Suprafaţa de nivelare echivalentă celei din Dobrogea este pusă în evidenţă de o lacună stratigrafică (Permian, uneori prelungită până în Dogger), dar şi prin succesiunea formaţiunilor continentale şi epicontinentale (conglomerate, gresii roşii, uneori cu stratificaţie încrucişată). Întrucât planul de discordanţă dintre cristalin şi depozitele triasice şi jurasice acoperitoare se prezintă sub forma unor ondulări largi, se presupune că pe masivele cristaline, peneplena s-a fost distrusă, ci doar fosilizată.

Etapa kimmerică de tranziţie sau hercinico-carpatică (Triasic şi Jurasic) a avut ca evenimente semnificative cele două faze tectonice – kimmerică veche şi kimmerică nouă –, în care s-a produs fragmentarea blocurilor cristaline hercinice şi s-au format bazinele de sedimentare cretacice şi neogene, pregătind cadrul structural al Carpaţilor.

Mişcările kimmerice vechi (Triasic-Jurasic Inferior) s-au manifestat îndeosebi în Dobrogea de Nord şi în aria carpatică. Depozitele au fost prinse în cute largi, iar erupţiile produse de-a lungul liniilor de falie au format platoul de diabaze de la Nicuţel şi au pus în loc filoane de porfire. Mişcările pe verticală din aria carpatică au determinat fragmentarea masivelor hercinice, formarea de horsturi şi grabene, iar cele orizontale au dus la iviri de diabaze, melafire, care se vor manifesta, aproape continuu, până în Cretacic, în munţii de la nord de Mureş. Între masivele înălţate se schiţează depresiuni (Haţeg, Reşiţa – Moldova Nouă). În vestul Munţilor Apuseni, ca şi în Munţii Banatului, marea jurasică a ocupat suprafeţe întinse, dar variabile în timp. În Munţii Bihorului şi în Munţii Pădurea Craiului aceasta este prezentă aproape în tot Jurasicul, iar în Codru-Moma apare în Liasic şi Malm. Sfârşitul fazei corespunde unei înălţări de ansamblu a spaţiului hercinic-carpatic şi a unei exondări generale.

Modelarea reliefului a început din Triasicul Mediu şi s-a exercitat mai întâi asupra masivelor înălţate şi, ulterior, pentru scurt timp, asupra întregului teritoriu exondat în liasic. La finele triasicului şi în jurasic clima a fost caldă şi tot mai umedă, oferind condiţii pentru desfăşurarea unor modelări intense. Nivelarea a afectat şi sectoarele exondate ale Platformei Moesice şi ale Dobrogei de Sud.

Mişcările kimmerice noi (Jurasic Mediu –Jurasic Superior) se caracterizează prin modificări puternice în aria carpatică, cu deosebire în Munţii Bihorului şi Munţii Pădurea Craiului. Se accentuează horsturile şi grabenele (mai ales în Munţii Apuseni), se continuă procesul de scufundare a cristalinului din Carpaţii Orientali (conturându-se geosinclinalul flişului cretacic), a regiunii Munţilor Trascău-Metaliferi, precum şi a tuturor ariilor depresionare create anterior. Prin aceste mişcări s-a definitivat treptat cadrul morfostructural al geosinclinalului carpatic, în care rămân exondate doar unele masive ce formau un adevărat arhipelag (Geografia României, vol. I, 1983)..

Între Jurasicul Superior şi Cretacicul Inferior modelarea s-a desfăşurat într-un climat umed tropical, cu alterări intense şi formare de scoarţe lateritice în Munţii Bihorului, Munţii Pădurea Craiului etc. Suprafaţa rezultată pe masivele cristaline şi la nivelul calcarelor de Stramberg a fost fosilizată de depozitele cretacicului inferior. Uscatul dobrogean a suferit, de asemenea, o modelare lentă.

Epoca carpatică (Cretacic Inferior-Actual) reprezintă intervalul de timp în care s-a consolidat lanţul carpatic cu toate complicaţiile sale tectonice, structurale şi petrografice şi s-au diversificat trăsăturile reliefului, prin manifestarea a trei tendinţe morfogenetice succesive: consolidarea structurală a unităţilor cristalino-mezozoice, urmată de o dominare netă a

eroziunii, finalizată cu formarea celei mai reprezentative suprafețe de nivelare – *peneplena sau pediplena carpatică* (Cretacic Superior-Egerian); intensitatea mare a mișcărilor epirogenice cu caractere. (în oligocen-sarmațian), materializate în ridicarea ramurilor carpatice, scufundarea ariilor depresionare intracarpatice și a platformelor din vorland,(Geografia României, vol. I, 1983), ca și în nivelarea treptelor din unitățile ridicate; manifestarea înălțărilor neotectonice (propagate treptat din Carpați spre exterior) și ridicarea unităților scufundate anterior care vor fi supuse treptat modelării subaeriene. Procesul de nivelare intensă desfășurat la început în Carpați s-a restrâns treptat, reducându-se la formarea de nivele periferice, apoi de simple pedimente, glacisuri și trepte de vale; stilul structural al depozitelor de molasă.

Epoca carpatică veche (intervalul Cretacic Mediu-Paleogen) se caracterizează prin cutări și prin vulcanism subsecvent, care au contribuit la definitivarea ramurilor carpatice, și prin retezarea celei mai vechi suprafețe de nivelare păstrată în Carpați (complexul sculptural Borăscu).

Faza orogenezelor austrică și mediteraneană a produs cutări intense. În Carpații Meridionali s-a format pânza getică, iar în Munții Apuseni, peste autohtonul de Bihor a încălecat pânza de Codru.

În Carpații Orientali s-a produs dezlipirea învelișului sedimentar transilvan de pe cristalin, care a încălecat depozitele din aria depresionară din est (pânza transilvană), ca și deplasarea fundamentului cristalin cu sedimentarul său peste aria flișului intern (pânza bucovinică) și suprapunerile tectonice, spre est, ale diferitelor serii cristaline (V. Mutihac, L. Ionesi, 1974). Către finele fazei austrice se constată o înălțare relativ generală a regiunii cristalino-mezozoice, dar și o coborâre a bazinelor sedimentare ale Hațegului, Borodului, Ghimbav-Rucăr. Modelarea uscatului în Cretacicul Mediu s-a făcut în condițiile unui climat tropical umed în care rol esențial l-au avut eroziunea fluviatilă și alterarea. În Carpați s-a format un relief de eroziune relativ accentuat (în afară de unitatea flișului), care a fost fosilizat de formațiuni vraconiene și senoniene. În regiunile de platformă a continuat nivelarea începută anterior, iar relieful a fost fosilizat la sfârșitul Cretacicului.

Faza orogenezei laramice corespunde intervalului Senonian Superior-Paleocen care a determinat definitivarea structurală a zonei cristalino-mezozoice în Carpații Orientali, precum și cutarea flișului cretacic ce se va înălța treptat, alipindu-se unității cristaline. Tot acum s-a definitivat structural Podișul Babadagului .

Împingerea spre est a blocurilor cristalino-mezozoice a produs în unitatea flișului o structură în pânze, deplasate în același sens. În Munții Apuseni și Munții Banatului, cutarea și înălțarea formațiunilor cretacice au

fost însoțite de formarea şi activarea a numeroase fracturi. În lungul lor s-au scufundat ulterior blocurile transilvan şi panonic şi s-a ridicat blocul Munților Apuseni, căpătând înfățişarea generală de horst. În interiorul lor, prin compartimentare, au rezultat horsturi şi grabene secundare. Pe unele linii rupturale au fost puse în loc mase vulcanice acide (banatite). S-au schițat bazinele sedimentare ale depresiunilor Dornelor, Petroşani, Iara-Arieş. Se poate spune că la sfârşitul acestei faze, scheletul reliefului carpatic era realizat, iar mişcările au dus la exondarea celei mai mari părți a teritoriului României.

Modelarea s-a desfăşurat într-un climat tropical şi subtropical (Paleogen (Fig. 8)), cu un regim pluvial sezonier (1000-1200 mm), cu temperaturi medii anuale de 22 – 24^0 C, în Paleocen, şi 20^0 C, în Egerian.

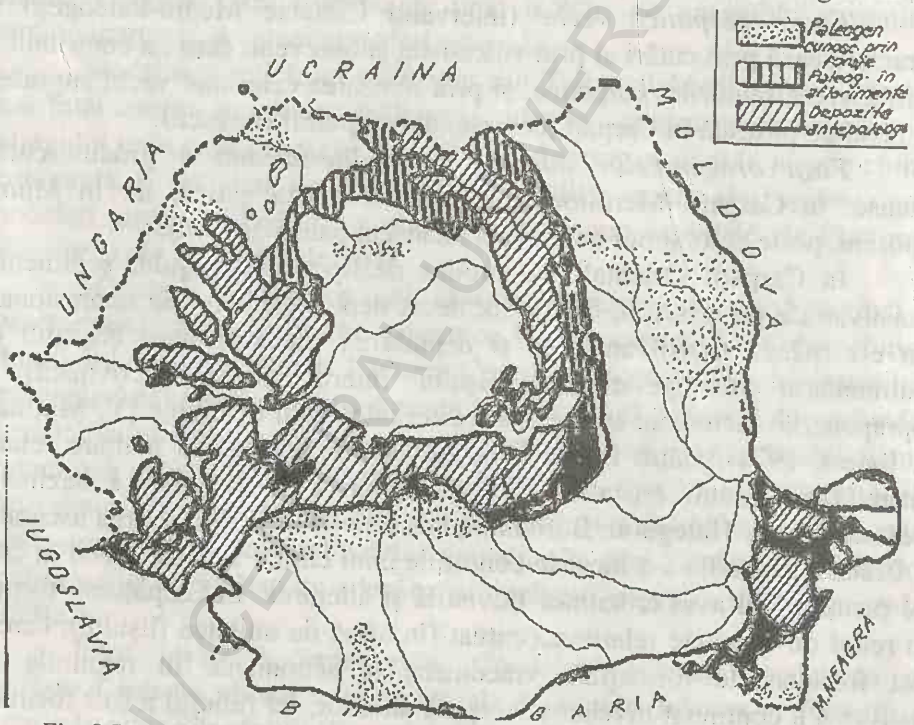


Fig. 8 Răspândirea Palogenului în România (GeografiaRomâniei vol. I, 1983)

Relieful înalt a impus dispunerea vegetației în trei etaje: unul inferior, cu mangrove la țărm, savană cu palmieri şi păduri galerii în lungul râurilor; altul mijlociu, cu păduri de foioase (fagacee exotice) şi unul superior cu conifere termofile.

Procesele de modelare se diferențiau pe două sezoane, în sensul precumpănirii alterării profunde în intervalul ploios şi dominării spălării produselor de alterare prin averse în intervalul secetos

(Gh. Pop, 1962, 1972). Nivelarea uscatului a dus la detaşarea unei trepte de eroziune – *pediplena carpatică* (complexul sculptural Borăscu) – a cărei definitivare s-a înfăptuit diferenţiat în trei secvenţe principale: prima (oligocen inf. - egerian), cu nivelări în toate unităţile, dar întrerupte de mişcările savice; a doua în aria cristalino-mezozoică carpatică, întreruptă de mişcările stirice; a treia (miocenă) manifestată, Carpaţii Meridionali, în Munţii Banatului, Munţii Apuseni, platformele Moesică şi Moldovenească, derulată după mişcările stirice vechi (P. Urdea, 2000). Altitudinile diferite la care se află au fost determinate de mişcările tectonice ulterioare. Ca suprafaţă fosilizată ea există în depresiunile inter- şi intracarpatice, în Câmpia Română (peneplena Moesică) etc.

Etapa neocarpatică constituie ultima verigă în lanţul evoluţiei reliefului României. Mişcările de cutare din geosinclinalul carpatic au dus la ridicarea celor mai noi unităţi. Mişcările epirogenice pozitive au înălţat treptat Carpaţii, Subcarpaţii, podişurile şi câmpiile. Erupţiile au creat lanţul vulcanic din vestul Carpaţilor Orientali. În acest timp au avut loc faze de eroziune încheiate cu formarea mai multor trepte de relief (Geografia României, vol. I., 1983).

În eocen, subsidenţa a fost deosebit de activă în geosinclinalul flişului paleogen, în nord-vestul, estul şi sudul Transilvaniei. *Mişcările savice* au cutat şi înălţat flişul paleogen, împreună cu toate celelalte unităţi carpatice, structurându-l ca unitate morfogenetică .În Munţii Banatului şi în Munţii Apuseni, de-a lungul fracturilor, au fost schiţate golfuri şi depresiuni, care vor cunoaşte o evoluţie complexă în fazele următoare. Se accentuează subsidenţa în Depresiunea Transilvaniei, ca şi în Depresiunea Panonică. Înălţarea regiunii carpatice a determinat punerea în evidenţă a unor abrupturi de contact şi de separare a acesteia de regiunile mai joase din jur. În lungul acestora, în condiţiile climatului mediteranean, s-au format *piemonturi* întinse (Egerian –Ottnangiene). Resturile lor se regăsesc în conglomeratele şi pietrişurile miocen inferioare de pe rama internă a Carpaţilor sau de la exteriorul lor.

Modelarea *prebadeniană* s-a finalizat cu sculptarea unei trepte noi – *nivelul superior* al complexului sculptural *Râu Şes*, respectiv prima treaptă a suprafeţelor medii carpatice (Gr. Posea şi colab., 1974), care nivelează şi flişul cretacic al Carpaţilor Orientali. Ea are caracterul unor pedimente periferice continuate în interiorul munţilor prin glacisuri şi pedimente de vale. În vestul Munţilor Apuseni şi Munţilor Banatului, unde nu s-au produs ridicări notabile, procesele de eroziune au contribuit la definitivarea suprafeţelor complexului sculptural Borăscu.

Mişcările stirice (Fig. 9) (Ottnangian–Badenian) şi *moldavice* (Badenian–Sarmaţian) au dus la accentuarea inversiunilor morfotectonice

schițate în Paleogen (scufundarea Masivului Transilvan și Masivului Panonic) și au determinat dispariția caracterelor de geosinclinal. Ele au pus în evidență avanfosă în care se acumulau depozite mio-pliocene și au cutat formațiunile din sectorul Subcarpaților Moldovei, unde se crează o nouă unitate structurală. Tot acum s-au conturat mai evident golfurile și depresiunile din Munții Apuseni și s-au produs primele erupții neogene din nordul Carpaților Orientali și Munților Apuseni .

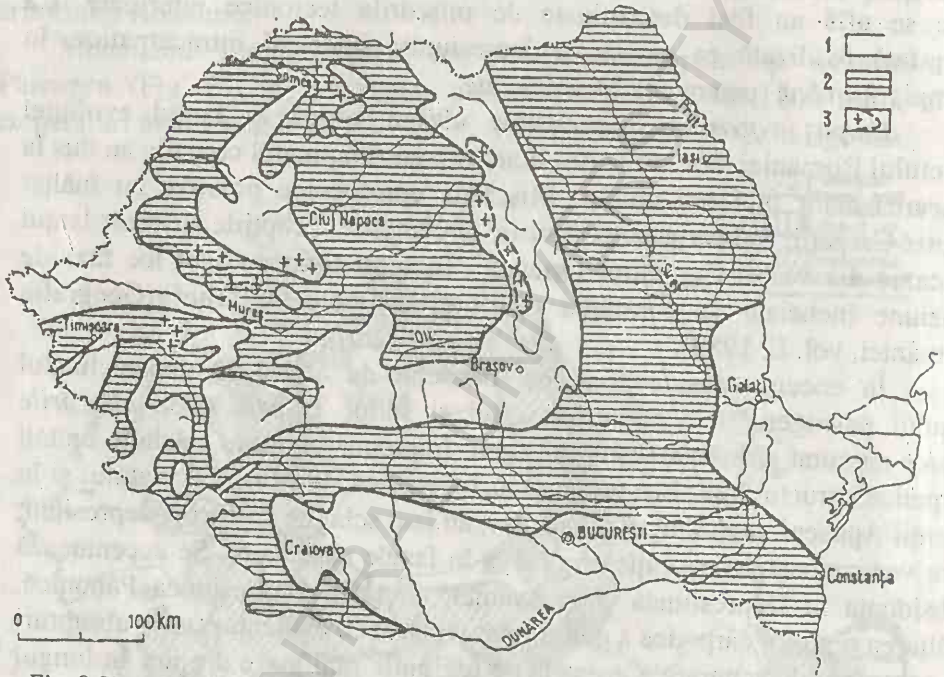


Fig. 9 Situația paleo-geografică teritoriului României la sfârșitul orogenezei stirice (Emilia Saulea și colab. 1956)

1. uscat; 2. domeniu marin; 3. erupții vulcanice și masive vulcanice consolidate.

Ridicarea Carpaților Orientali în prima jumătate a Sarmațianului a favorizat dezvoltarea unor piemonturi întinse. În jurul Carpaților Meridionali, Munților Banatului și Munților Apuseni, s-au format câmpii fluvio-lacustre cu aspect piemontan. În general, piemonturile s-au clădit în sarmațianul mediu și s-au definitivat în cel superior.

Mișcările attice (Fig. 10) din Sarmațianul Superior au definitivat stilul tectonic al unității flișului paleogen (mai ales în Carpații Curburii). Ele au ridicat edificiul carpatic spre a-l duce la înălțimea unui lanț muntos, au exondat parțial sau total o parte a golfurilor și a bazinelor interne. Între Slănicul Buzăului și Dâmbovița au fost cutate formațiunile din avanfosă, iar

axul avanfosei a fost împins către exterior. Tot acum are loc o intensificare a erupțiilor vulcanice din vestul Carpaților Orientali și din Munții Apuseni.

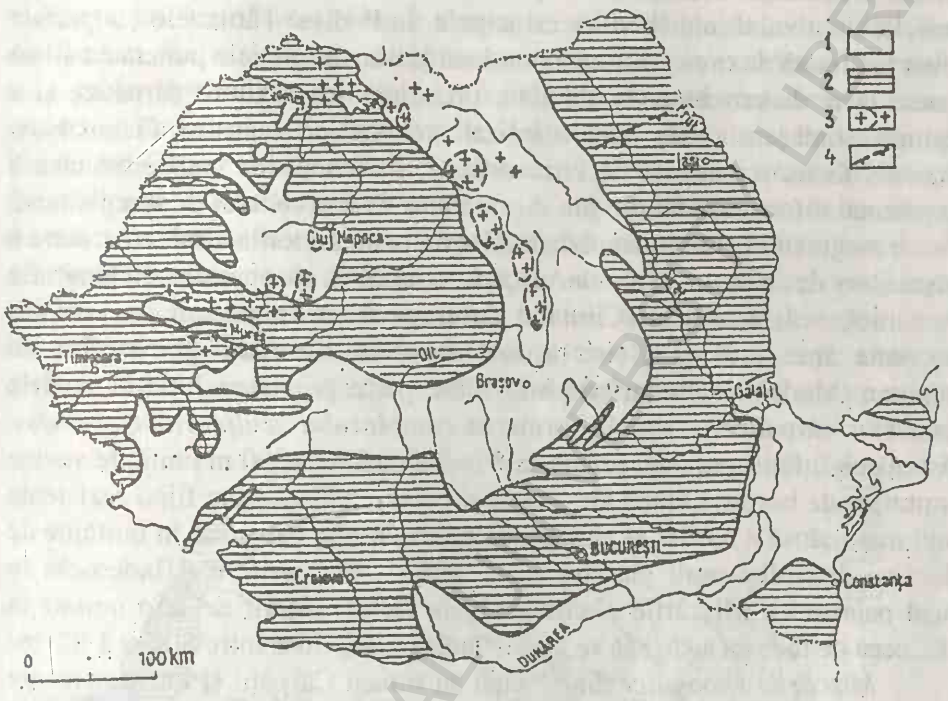


Fig. 10 Situația paleo-geografică a teritoriului României în timpul orogenezei attic (Emilia Saulea și colab. 1956)

1. uscat; 2. domeniu marin; 3. erupții vulcanice și masive vulcanice; 4. țărmul mării în sarmațianul superior.

Condițiile modelării de la sfârșitul Miocenului și începutul Pliocenului au facilitat manifestarea proceselor de pedimentație. Clima mediteraneană avea un caracter arid, iar vegetația etajată începea prin formațiuni de garriga și maquis, dar pe versanții însoriți și uscați existau pini și stejari veșnic verzi (Gh. Pop, 1957). Valorile termice medii anuale erau de 18 – 19^0 C, iar iarna temperatura medie nu cobora sub 10^0 C. Precipitațiile atingeau 600 – 650 mm și impuneau o eroziune ritmică, diferențiată sezonier. Acum s-a format *nivelul inferior al complexului sculptural Râu Șes*, respectiv cea de-a doua treaptă a suprafeței medii carpatice (Gr. Posea și colab., 1974), cu desfășurare în întreg lanțul carpatic, dar mai ales în latura estică, unde se impune ca nivel superior în toată unitatea flișului paleogen. Altitudinile deferite la care se află (1200 – 1600 m în Carpații Orientali; 1200 – 1500 în Carpații Meridionali; 550-800 și 700-1000 m în Munții Banatului și în Munții Apuseni) sunt rezultatul deformărilor neotectonice ulterioare.

Concomitent, modelarea a afectat şi regiunile colinare exondate după Sarmaţian (sectorul nordic şi cel central al Podişului Moldovei, Subcarpaţii Moldovei, Podişul Someşan, Podişul Târnavelor etc.), unde se mai păstrează modelări la nivelul interfluviilor principale. În Podişul Târnavelor, suprafaţa a fost fosilizată de transgresiunea ponţiană şi numai în unele puncte ea a fost scoasă la zi de eroziune. În Ponţian, prin ridicarea regiunii carpatice şi a regiunii someşene, s-au individualizat trei bazine lacustre (Transilvan, Panonic, Getic) cu nivele de bază diferite, în funcţie de care eroziunea a fragmentat diferit relieful din jur. Acest lucru va fi accentuat de înregistrarea unor transgresiuni şi regresiuni deosebite de la un sector la altul, ca urmare a mişcărilor de ridicare sau de uşoară coborâre ale uscatului(Geografia României, vol. I, 1983). Climatul subtropical mediteranean cu oscilaţii frecvente spre arid şi ploios a fost favorabil formării glacisurilor de eroziune. Modelarea, manifestată în mare parte prin abraziune la poalele masivelor carpatice, a dus la formarea *complexului sculptural Gornoviţa*, păstrat sub înfăţişarea unei prispe ce domină cu 200 – 300 m unităţile vecine (suprafaţă de bordură, după Gr. Posea şi colab., 1974). Date fiind rezistenţa mult mai redusă a rocilor şi altitudinea generală mai coborâtă, în unităţile de fliş s-au dezvoltat mult glacisurile de vale şi cele periferice (îndeosebi în flişul paleogen). Mişcările ulterioare le-au ridicat diferit de la o unitate la alta, ceea ce face ca astăzi să se afle la înălţimi cuprinse între 800 şi 1300 m.

Mişcările rhodanice din Dacian au ridicat Carpaţii şi într-o oarecare măsură regiunile periferice şi au impus retragerea apelor din Bazinul Transilvaniei, de pe cea mai mare parte a Podişului Moldovei, ca şi din regiunile colinare şi din golfurile din vestul ţării.

Faza tectonică valahă a afectat puternic Subcarpaţii Olteniei şi Subcarpaţii Curburii, unde ai apărut cute largi simetrice, uneori faliate, dar şi cute diapire. În Carpaţi (ca şi în Subcarpaţi) au loc ridicări cu amplitudini de 500 – 1000 m. În Podişul Transilvaniei, odată cu înălţarea pe ansamblu, se definitivează structura în domuri şi cute diapire.

Sunt exondate treptat sudul Podişului Moldovei, Piemontul Getic şi o parte a Câmpiei Banato-Crişene. Totuşi, pe fondul general al mişcărilor de înălţare, la exteriorul Carpaţilor, ca şi în interior (Depresiunea Braşovului) se conturează arii subsidente care au favorizat dezvoltarea şi menţinerea unui regim lacustru.

Condiţiile climatice de la începutul Pliocenului s-au menţinut în bună măsură, dar către finele intervalului s-a impus un climat mediteranean cu nuanţe temperate în regiunile mai înalte. Modelarea în aceste condiţii a dus în munţi la o intensă denudare cu formarea de lună şi glacisuri laterale largi. În regiunile colinare eroziunea a facilitat dezvoltarea unor glacisuri întinse. Ridicările în Carpaţi, au contribuit la detaşarea a două nivele în

cadrul văilor (păstrate ca umeri), iar în unitățile colinare a unor suprafețe largi la nivelul interfluviilor. În Dobrogea s-a continuat finisarea suprafețelor rezultate din fazele anterioare, s-au dezvoltat nivelele de glacisuri, iar în sud-vest chiar o treaptă de abraziune romaniană. Începând din Dacian, dar mai ales în Villafranchian (Fig. 11) , la exteriorul Carpaților și în unele depresiuni s-au acumulat formațiuni fluvio-torențiale importante, creând piemonturi (în depresiunile Lăpușului, Oașului, Beiușului, în Piemontul Getic etc.). Începând din *romanian, fragmentarea tot mai intensă pe verticală a marilor unități colinare* a dus la conturarea subunităților actuale. Eroziunea laterală va fi mai intensă sau încetinită în funcție de mișcările neotectonice și de natura rocilor. Aceasta se va solda cu punerea în evidență a depresiunilor și culoarelor de contact. Tot în această fază, *au avut loc erupții vulcanice*, mai active *în vestul Carpaților Orientali*, unde s-a conturat lanțul Călimani-Gurghiu - Harghita , întregindu - l pe cel din nord.

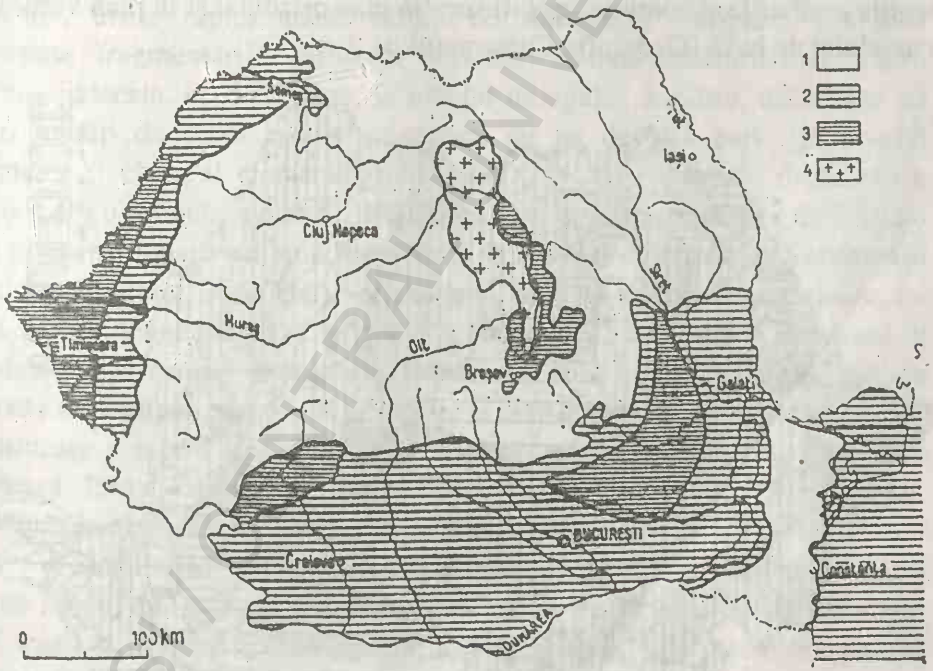


Fig. 11 Situația paleo-geografică teritoriului României în pliocenul superior – pleistocenul inferior(villafranchian) (după Emilia Saulea și colab. 1956)
1. uscat; 2. domeniu fluvio-lacustru; 3. domeniu lacustru; 4. erupții vulcanice.

Cuaternarul, deși reprezintă un timp relativ scurt în evoluția generală a reliefului României, este considerat, pe drept, *era în care s-au produs poate cele mai însemnate modificări ale reliefului*, ca urmare a unei foarte accentuate mobilități a acestuia, care trebuie văzut nu numai prin prisma efectelor directe sau indirecte ale manifestărilor neotectonice (Fig.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

12) şi ale varietăţilor climatice, inclusiv ale eustatismului, ci şi prin efectele procesului de constituire şi de extindere a reliefului supus modelării subariene. Dacă se ţine seama că întreaga Câmpie Română împreună cu bălţile şi Delta Dunării, Piemontul Getic şi Câmpia Banato-Crişană sunt unităţi de relief formate în Cuaternar, că o foarte mare parte a Subcarpaţilor reprezintă un relief modelat după Villafranchian, că partea sudică a Podişului Moldovei este o adăugare tot atât de recentă şi că în lanţul vulcanic s-au produs completări cuaternare însemnate, iar unele bazine intramontane au devenit uscat către sfârşitul acestuia, se ajunge la constatarea că aproximativ o treime din relieful ţării a apărut în acest răstimp. Ca urmare, *problema condiţiilor morfogenetice din cuaternar apare de o complexitate deosebită*, iar abordarea ei trebuie să ţină seama atât de variaţia condiţiilor climatice şi modificarea periodică a sistemelor morfosculpturale, cât şi de manifestările mişcărilor neotectonice, fără a neglija oscilaţiile şi continua modificare (în plan orizontal şi în plan vertical) a nivelului de bază (Geografia Cuaternarului).

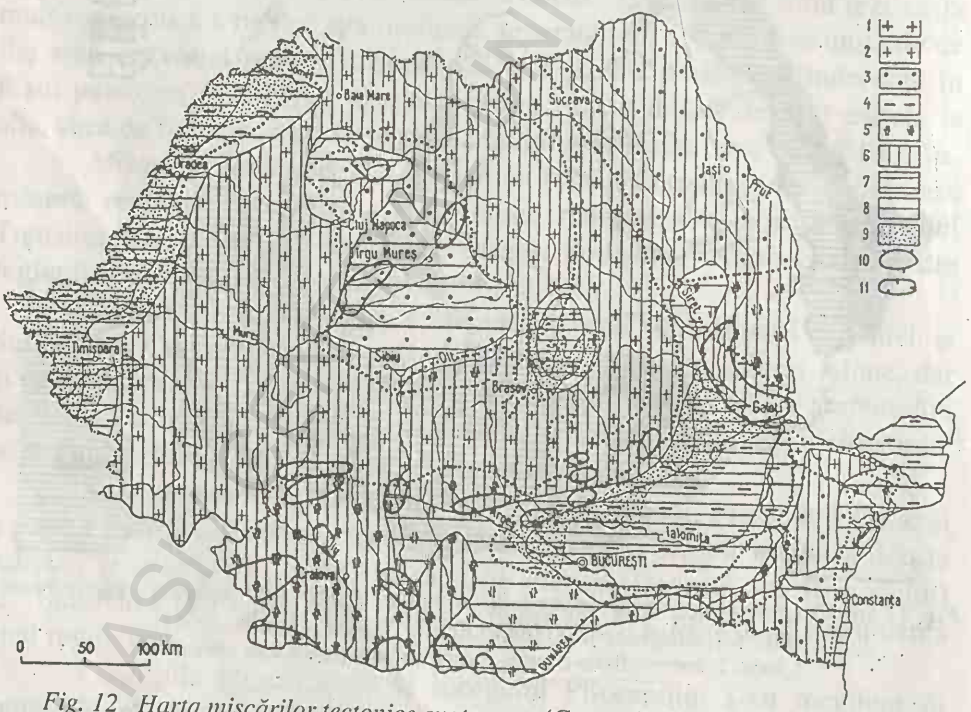


Fig. 12 Harta mişcărilor tectonice cuaternare (Geografia României, vol.1, p. 83)
1. regiune afectată în pleistocen de mişcări de înălţare cu intensitate mare; 2. Regiune antrenată în mişcări de înălţare moderate; 3. Regiune cu stabilitate relativă în cuaternar; 4. Regiune afectată în pleistocen de mişcări de coborâre, 5. Regiune cu inversare a sensului mişcării în cuaternar; 6. Arie afectată în prezent de mişcări de înălţare; 7. Arie afectată în prezent de mişcări de coborâre; arie cu stabilitate relativă; 9. Arie de dispariţie a teraselor (afundare); 10. Arie de deformare pozitvă a teraselor; 10. Arie de deformare negativă a teraselor

CAPITOLUL III

TRĂSĂTURILE MORFOSTRUCTURALE ŞI MORFOSCULPTURALE ALE TERITORIULUI ROMÂNIEI

3.1. Relieful structural

Teritoriul României îşi defineşte trăsăturile morfostructurale prin diversitatea alcătuirii lui din unităţi foarte variate ca vârstă şi stadiu de evoluţie, unele reprezentând unităţi de acumulare (incipient sau încă nesupuse fragmentării). Influenţa structurii asupra trăsăturilor reliefului trebuie judecată, pe de o parte, la nivelul întregului teritoriu, diferenţiat pe mari unităţi de relief relativ omogene, iar pe de altă parte, la nivelul formelor şi chiar al elementelor de relief, în care modul de dispunere a rocilor are o reflectare directă. Unităţile tinere supuse mişcărilor de înălţare din pliocen şi cuaternar sunt într-o fază de început a denudării (Subcarpaţii Getici, Piemontul Getic etc.), iar celelalte, înălţate în etapele anterioare, au fost supuse denudării un timp mai îndelungat, ceea ce a dus la scoaterea în evidenţă a structurii (Geografia României, vol. I, 1983). În funcţie de etapele de formare şi apoi de sculptare a marilor unităţi există o adevărată ierarhizare a modului de exprimare a structurii în formele de relief, care trădează însăşi dispunerea generală în trepte concentrice a reliefului, trăsătură principală a teritoriului României.

Chiar dintr-o analiză sumară a întregului teritoriu rezultă diferenţa dintre modul de înscriere în relief a structurilor vechi din Podişul Dobrogei şi Carpaţi şi structurile noi (flişoide, molasice), legate de fazele orogenezei alpine (Fig. 13).

Contrastul este pus în evidenţă atât la nivelul unităţilor de relief, cât şi în aspectele de detaliu, acolo unde condiţiile litologice au fost favorabile. Abrupturile şi denivelările principale corespund liniilor de dislocare majore şi faliilor active în ciclul orogenetic alpin. Ele au contribuit la delimitarea unităţilor şi subunităţilor morfostructurale.

BUCUREŞTI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

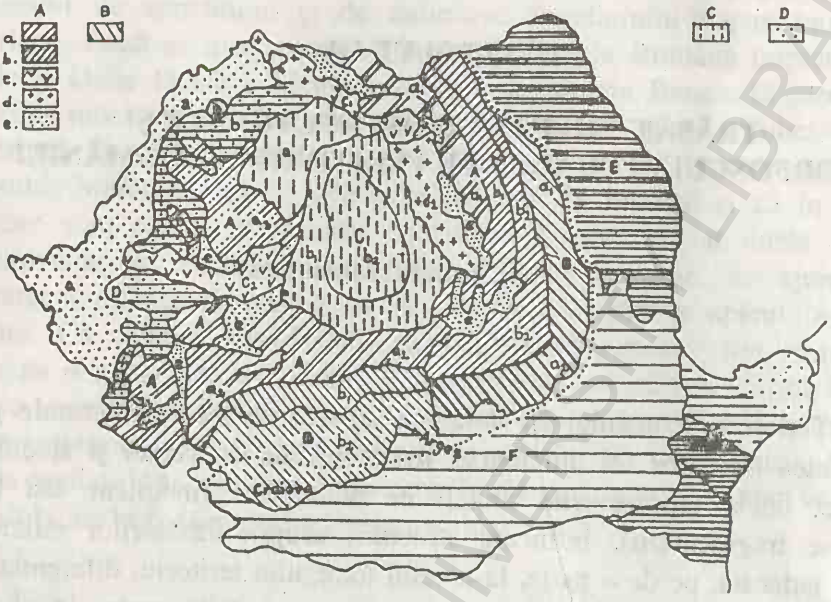


Fig. 13 Harta mofostructurală (după Geografia României, vol.I, 1983)

I.Unităţi morfostructurale de orogen

A. Unitatea carpatică muntoasă; a) subunităţile cristalino-mezozoice; b) subunităţile de fliş; c) subunităţile vulcano-sedimentare; d) subunităţile neovulcanice e) depresiuni intramontane.
B. Unitatea pericarpatică deluroasă
C. Unitatea depresiunii intramontane a Transilvaniei
D. Unitatea de câmpie şi dealuri

II.Unităţi morfologice de platformă (E, F, G)

În Dobrogea de Nord şi în cea Centrală se poate vorbi de un bloc cristalin, dar caracterul de bloc a fost estompat de o îndelungată evoluţie subaeriană, astfel că aşa-numitul horst dobrogean se justifică morfologic numai în parte. Relieful dezvoltat pe anticlinalul cu strate strâns cutate şi faliate a Munţilor Măcinului este puternic influenţat de prezenţa unei fâşii de roci mai dure (cuarţite, granite, porfire), alături de formaţiunea de Carapelit. Sculptarea diferenţială a peneplenei a creat aici un relief appalaşian pe resturi hercinice.

Podişul Babadagului se înscrie pe un sinclinoriu calcaros, astfel că marginile sale de nord şi de sud sunt marcate de aliniamente de cueste, iar în partea centrală se succed resturi de suprafeţe structurale. Podişul Casimcei, în sud, structurat pe şisturile verzi strâns cutate, impune un relief, care datorită peneplenizării a şters denivelările iniţiale. În schimb, tectonica de sinclinorii a calcarelor jurasice a permis dezvoltarea unui relief cu asimetrii evidente lângă Hârşova şi Capul Midia (trepte structurale, cueste şi chiar sinclinale suspendate) (Geografia României, vol.I, 1983).

Carpații Meridionali și Munții Banatului pot fi considerați ca reprezentând un relief de munți-bloc. În *Carpații Orientali, Munții Rodnei* întrunesc aspectul unui horst asimetric datorită diferenței de amplitudine a dislocărilor de pe latura nordică față de cea sudică, versantul nordic având aspectul unui abrupt impresionant.

Caracterele reliefului de amănunt din unele masive cristaline sunt o consecință a poziției planurilor de șistozitate ale cristalinului, astfel că sunt citate numeroase exemple de circuri și văi glaciare subsecvente, obsecvente și consecvente, în munții Făgăraș (E. Nedelcu, 1959), Godeanu (Gh. Niculescu, 1965 a), Parâng (Silviu Iancu, 1963).

Relieful structural specific cuverturilor mezozoice din *Munții Banatului* cuprinde un complex de concordanțe și de inversiuni de relief (culmi înscrise pe sinclinale, cum sunt Cârșia Lungă, Cetățuia-Curmătura, Tâlva Mică, sau văi și depresiuni de anticlinal – Valea Jitinului, Valea Titiregului), care sunt citate ca exemplu de relief jurasian (F. Mateescu, 1961). Depresiunile și culoarele tectonice formează arii de discontinuitate morfologică ce contribuie la individualizarea blocurilor cristaline: depresiunile Hațegului, Loviștei, Petroșani, sau culoarele tectonice Timiș-Cerna, Bistra, Rucăr-Bran. Un caz aparte îl reprezintă Depresiunea Brașovului, a cărei compartimentare se datorează unei rețele de fracturi majore, orientate est-vest, peste care s-au suprapus falii orientate nord-nord-est – sud-sud-vest.

Formațiunile cutate de fliș și de molasă au o morfologie aparte, exprimată printr-o mare diversitate de forme primare și derivate, conforme și inverse, ce decurg din stilul cutărilor și din natura rocilor. În estul Carpaților Orientali predomină concordanța dintre liniile orografice și liniile tectonice majore specifice structurilor flișoide. Această situație este pusă în evidență de paralelismul culmilor și depresiunilor din Obcinele Bucovinei[4], a culmilor și văilor longitudinale din Munții Stânișoarei, Tarcăului, Baraolt etc.

Datorită evoluției mai îndelungate, sub influența mișcărilor tectonice care au condiționat o anumită intensitate a înaintării eroziunii, aspectul actual al structurilor din fliș a depins mai mult de rezistența rocilor decât de structură. Aici se disting în primul rând forme puse în evidență de

[4] Acest areal este frecvent citat ca exemplu de relief jurasian, dar N. Barbu (1976) arată că de fapt este vorba de un relief derivat-inversat, în care culmile corespund flancurilor sinclinalelor sub formă de hogback datorită structurii de solzi, iar văile se lărgesc sub formă de culoare depresionare în depozitele mai noi ale umpluturii sinclinalului marginal mezozoic. Adaptarea reliefului la structură se referă la paralelismul culmilor, văilor și depresiunilor, legat de paralelismul axelor sinclinalelor și anticlinalelor, precum și al pânzelor solzi.

intercalațiile de conglomerate şi gresii; sinclinale suspendate, poduri structurale, abrupturi pe plancurile sinclinalelor, polițe etc., în general formele mai evoluate aparținând flişului intern (munții Bucegi, Ciucaş, Ceahlău). Este caracteristic, de asemenea, relieful de hogback generat de cute-solzi de depresiuni subsecvente de contact, de cuvete. Flancurile sinclinalelor constituite mai ales din conglomerate şi calcare mezozoice, au favorizat apariția aliniamentelor de cueste şi suprafețelor structurale (fig. 14). Formele structurale de acest fel sunt proprii şi formațiunilor monoclinale din sedimentarul paleogen (munții Țibleş, Bârgău, în vestul Munților Rodnei, în Depresiunea Maramureşului).

Relieful dezvoltat pe cele mai noi structuri cutate (de fliş şi de molasă) este dominat de formele primare conforme.

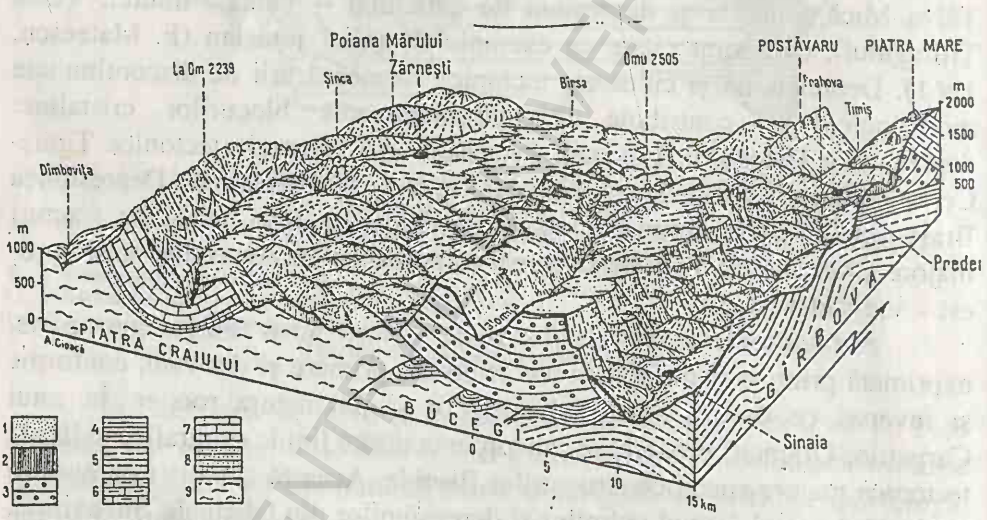


Fig. 14 Blocdiagrama reprezentând relieful de sinclinale supendate în M-ții Bucegi-Piatra Craiului (după Geografia României, vol.I, 1983)

1.glacisuri; 2. Conglomerate vraconian-cenomaniene; 3. Conglomerate de Bucegi (albian); 4 . fliş şisto.grezos (barremian-apțian); 5.fliş grezos-calcaros (neocomian); 6. Calcare tithonice (kimmeridgian-tithonic); 7. Calcare cu radiolarite în bază (callovian – tithonic); 8. Gresii cuarțitice şi calcare nisipoase (aalenian-bathonian); 9. Cristalin – gresia de Leaota.

În *Subcarpați* cele mai importante culoare depresionare corespund unor sinclinale sau unor arii depresionare subsidente (Tismana – Runcu, Polovragi – Horezu, Mislea – Podeni, Drajna – Chiojd, Apostolache – Cislău, Nişcov) sau pe sinclinorii largi (Tazlău – Caşin, Cracău – Bistrița). Majoritatea acestor depresiuni sunt flancate de culmi deluroase care corespund aliniamentelor de anticlinale şi anticlinorii: dealurile Sporeşti – Băleni, Voiteşti – Săcel, Măgura Slătioarei, culmile Istriței, Ciolanului, Petricicăi, Plaşului ş.a. Frecvența *inversiunilor de relief* este mai redusă; de

exemplu: *văile celor două Homoroade*, care s-au adâncit în largi anticlinale marginale din Subcarpații Transilvaniei, separând *sinclinale suspendate: unele butoniere* din Subcarpați (Depresiunea Berca, butonierele incipiente de pe flancul sudic al anticlinalului Istrița, Depresiunea Câlnicului (L. Badea, Gh. Niculescu, 1964). Un tip de relief particular îl constituie *butonierele închise, adesea simetrice, instalate pe cute diapire.* Şi în aceste cazuri, ivirea sâmburilor de sare au imprimat o evoluție mai rapidă depresiunilor, ca cele de la Gura Ocniței, Slănic, Sărata-Monteoru, Târgu Ocna, Ocnele Mari, Cacica, Praid.

Subcarpații prezintă şi forme de relief dezvoltate pe structură monoclinală, dar subordonate celor dezvoltate pe structuri cutate, mai evidente în culoarele de contact cu munții, în depresiunile de sinclinal sau cuvete, sau pe flancurile externe prelungi ale dealurilor de anticlinal.

Relieful *Depresiunii Transilvaniei*, trădează influența structurii în domuri şi cute diapire(fig. 15).

Relieful structural are o expresivitate mai pronunțată între Someş şi Târnava Mare, acolo unde numărul structurilor gazeifere este mai mare (Mociu, Puini, Cămăraşu, Sărmăşel, Silivaş, Ercea, Urmeniş, Tăuni, Cetatea de Baltă, Bazna, Copşa Mică, Filitelnic, Corunca, Bogata ş.a.). Alternanța petrografică şi eroziunea diferențială a scos în evidență particularitățile structurii. Trăsăturile reliefului structural sunt evidențiate în caracterul opozant al elementelor structurale : cueste față în față, suprafețe structurale şi cvasistructurale cu înclinare opusă, prezența cuestelor unghiulare. Profilul versanților trădează de asemenea gradul avansat de eroziune a acestor structuri, prin prezența glacisurilor deluvio - coluviale. Morfologia domurilor se diferențiază în raport cu stadiul de evoluție, prezentând aspecte de concordanță a reliefului cu structura ori inversiuni de relief.

Domurile centrale netraversate (Nadeş, Filitelnic, Cetatea de Baltă, Şaroş, Bazna, Tăuni, Buneşti (Fig. 16) se înscriu în morfologia Depresiunii Transilvaniei (I. Irimuş, 1998) prin câteva trăsături distincte: prezența unei rețele hidrografice semiinelare la baza domurilor şi radiar divergente pe flancuri; gradul înalt de conservare a nivelelor de eroziune; liniaritatea cuestelor; cuvetele interdomale se înscriu unor sinclinale profunde şi derivă din desfăşurarea asimetrică a flancurilor domurilor, aspect reliefat de prezența ariilor de convergență hidrografică, amplitudinea meandrelor, prezența văilor subadaptate. În aria domurilor cu relief de concordanță inversă (Dumbrăvioara, Ghineşti, Ernei, Miercurea Nirajului) se remarcă predominarea ariilor negative impuse de distrugerea apexului structurilor. Rețelele hidrografice s-au restructurat prin mecanisme de captare, iar evoluția versanților se realizează independent de controlul hidrografic. La nord de valea Mureşului, domurile Zau de Câmpie, Sânger, Sărmăşel,

Şincai, s-au impus mai puţin decât cele din Dealurile Târnavei Mici datorită predominării marnelor care au grăbit evoluţia formelor de relief. Particularităţile acestui relief sunt stabilite de raporturile dintre reţeaua hidrografică (fig. 17) şi căderea periclinală a stratelor, din care a rezultat modul de dispunere a cuestelor şi suprafeţelor structurale (fig. 18). Mecanismele de evoluţie a versanţilor (retragere şi refragmentare, aplatizare - teşire, sunt exprimate în profilul concav – convex – concav al versantului.

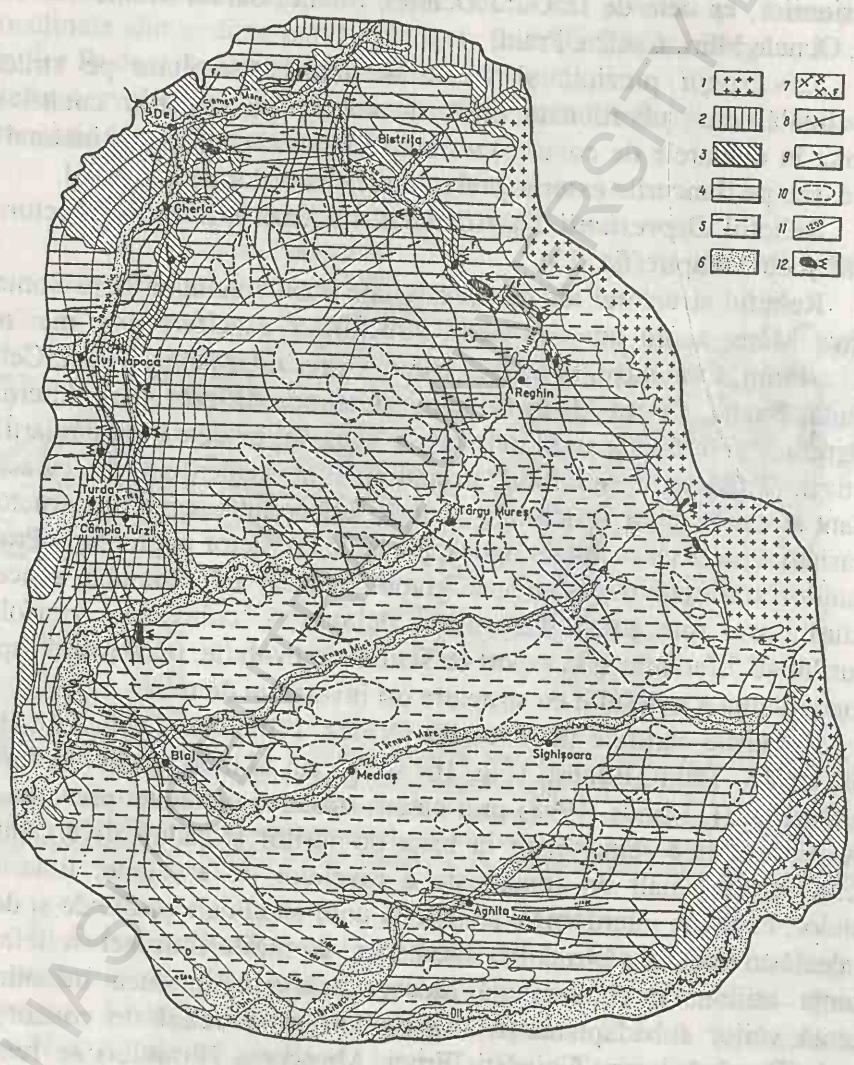


Fig. 15 Harta tectono-geologică

1. platouri de aglomerate vucanice; 2. depozite helveţiene; 3. depozite badeniene; 4. depozite sarmaţiene (vh+bs$_1$); 5. depozite Pannoniene; 6. depozite cuaternare; 7. anticlinale şi silinale faliate; 8. sinclinale diapire; 9. anticlinale diapire; 10. perimetrul structurilor de dom şi brahiianticlinale; 11. izobatele tufului de Dej; 12. masive de sare.

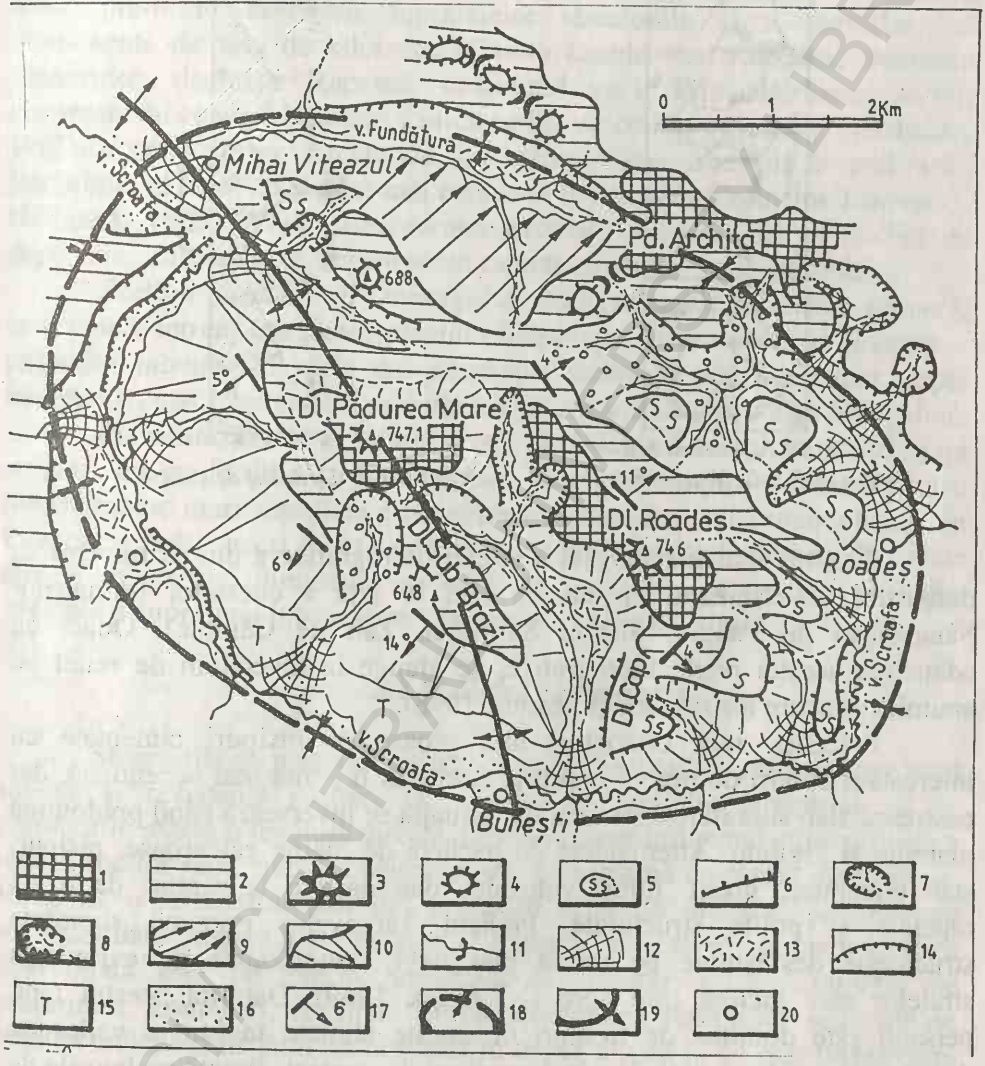


Fig. 16 Domul Bunești – hartă geomorfologică generală

1. nivel superior de eroziune (700 – 750 m.); 2. nivel inferior de eroziune (600 – 650 m.); 3. martor structuralo-eroziv; 4. martor de eroziune; 5. suprafața structurală; 6. front de cuestă; 7. pâlnie cataclinală; 8. bazine de eroziune lărgit; 9. revers de cuestă; 10. versant cu modelare complexă; 11. vale cu fund plat; 12. con de dejecție; 13. glacis; 14. cornișă de desprindere; 15. terasă; 16. luncă; 17.direcția și înclinarea stratelor; 18. sinclinal; 19. anticlinal; 20. localități.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

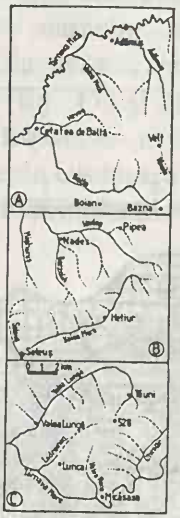


Fig. 17 Adaptarea reţelei hidrografice la structura de dom

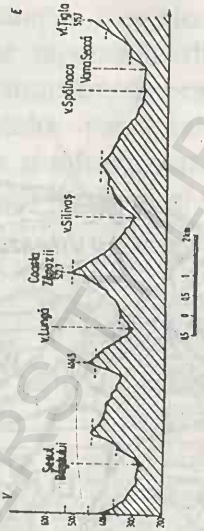


Fig. 18 Relief de cueste

Evoluţia mai îndelungată a reţelei hidrografice a dus la traversarea domurilor, determinând dispunerea faţă în faţă a cuestelor (domurilor Sângeorgiu de Pădure, Şincai, Sărmăşel, Zau de Câmpie). Odată cu adâncirea acestei reţele hidrografice, se ajunge la inversiuni de relief pe anumite sectoare ale râurilor (I. Irimuş, 1998).

Prezenţa unor orizonturi mai groase de nisipuri cimentate cu intercalaţii subţiri de marne imprimă cuestelor o pantă mai accentuată, dar păstrează slab suprafeţele structurale. Situaţia se inversează când predomină marnele şi argilele. Alternanţele de pachete de marne calcaroase, nisipuri slab cimentate, gresii, tufuri vulcanice dau naştere la rupturi de pantă repetate şi polițe structurale. Podişul Târnavelor prezintă suprafeţe structurale desfăşurate pe areale mai largi, condiţionate de extinderea stratelor care înclină spre nord (N. Josan, 1969). Datorită acestui fapt, peisajul este dominat de fronturi de cueste aliniate în lungul văilor cu direcţia generală est-vest. Unele depresiuni de contact, situate pe laturile de sud şi vest ale Podişului Transilvaniei, au caracter subsecvent (depresiunile Făgăraş, Sibiu, Sălişte, Culoarul Mureşului între localităţile Turda şi Vinţu de Jos).

Podişul Someşan se caracterizează printr-un relief de cueste, cuprinzând întreaga gamă de forme complexe şi simple, primare sau iniţiale, secundare sau derivate. Conservarea fronturilor de cuestă a fost posibilă datorită rezistenţei la eroziune a orizonturilor de calcare grosiere şi conglomerate compacte (Gr. Posea, 1963).

Podişul Moldovei are un relief monoclinal, sculptat cu precădere în stratele sarmaţiene din părţile lui nordică şi centrală. Intercalarea în complexul de marne, argile şi nisipuri a gresiilor şi calcarelor oolitice a oferit premisa dezvoltării suprafeţelor structurale şi a cuestelor, pe aliniamente de zeci de kilometri (Coasta Iaşiului sau Repedea, Dealurile Ibăneştilor, dealurile Racovei, Lohanului ş.a.). Prin alternarea rocilor cimentate cu cele friabile s/au format seriile de cueste etajate (V. Băcăuanu, 1968). Aceste forme structurale se întâlnesc mai frecvent în podişurile Bârladului şi Sucevei şi sunt mai restrânse în regiunea Colinelor Tutovei (I. Hârjoabă, 1968). Văile *subsecvente*, evoluate adesea până la stadiul de depresiune subsecvente, accentuează caracterul asimetric al reliefului.

Podişul sarmatic al Dobrogei de Sud (calcarele sarmatice acoperă, ca o placă, întreaga regiune) prezintă forme specifice – platouri şi trepte – reliefului tabular. În văile din jumătatea sudică a podişului apar trepte structurale, mai frecvente în cele din latura dunăreană şi pe valea Mangaliei.

Piemonturile, prin natura stratificării depozitelor şi prin alternanţa stratelor cu grade diferite de cimentare, au oferit condiţii prielnice pentru modelarea pe mari suprafeţe a formelor specifice structurii monoclinale. În Piemontul Getic, acest relief este pus în evidenţă de aliniamentele de cueste din ce în ce mai diminuate ca înălţime spre sud, pe măsura coborârii generale a suprafeţei topografice şi a scăderii înclinării stratelor.

3.2. Relieful petrografic

Structurile se impun în relief, cumulând sensul mişcării la care sunt supuse şi rezistenţa rocilor. De aceea între relieful structural şi cel petrografic există o legătură directă, iar dominarea influenţei structurii sau a naturii rocilor reprezintă, în primul rând, o problemă de stadiu de evoluţie. Ideea că relieful structural din regiunile alcătuite din roci sedimentare neconsolidate reprezintă în egală măsură o exprimare petrografică diferenţială este pe deplin justificată de trăsăturile de ansamblu ale teritoriului României, rezultate din predominarea regiunilor sedimentare (posttectonice) şi dispunerea acestora în trepte din ce în ce mai tinere către periferie. Din acest punct de vedere se poate vorbi de o adevărată dispunere zonală, în raport cu Carpaţii, a reliefului petrografic.

În aprecierea rolului factorului petrografic, trebuie să se ţină seama de faptul că înscrierea în relief a rocilor diferă în funcţie de complexitatea acţiunii şi dinamicii componentelor fizico-geografice.

Literatura geologică şi cea geografică au consemnat multe aspecte legate de relieful petrografic, de la impunerea naturii rocii până la mecanismele de modelare şi la particularităţile de evoluţie. Este de remarcat tendinţa de abordare cu predilecţie a reliefului format pe calcare tocmai ca un reflex al

modului de comportare la eroziuni şi de impunere a acestor roci în ansamblul regional. Cercetările au avut în vedere însuşi relieful dezvoltat pe roci argiloase, insistându-se pe raporturile dintre proprietăţile argilelor şi dinamica formelor de relief. Poate fi citat de asemenea interesul manifestat în ultimul timp pentru studiul depozitelor loessoide şi al reliefului dezvoltat pe acestea.

Natura rocilor, reprezentând un element de bază în conturarea caracterelor reliefului a putut constitui un criteriu pentru tipizarea formelor: relieful dezvoltat pe roci cristaline, pe calcare şi alte roci solubile, pe gresii şi conglomerate, pe marne şi argile, pe nisipuri şi pe depozite loessoide. Această grupare reflectă în mare măsură şi modul de distribuire regională a reliefului petrografic, rezultat din diferenţierea unităţilor după constituţie şi vârstă. Estimările asupra repartiţiei diferitelor categorii de roci arată o foarte accentuată disproporţie între rocile vechi şi cele sedimentare şi eruptive posttectonice. Dacă rocile metamorfice ocupă mai puţin de 10 % din teritoriu (22 817 km^2), iar cele eruptive ceva mai mult de 5 % (12 456 km^2), cele sedimentare se întind pe 202 227 km^2, acoperind circa 85 % din teritoriu (Şt. Airinei, 1969). Aspectele morfolitologice, confirmate prin funcţia de reper pe care o poate avea relieful dezvoltat pe o anumită formaţiune geologică, sunt indispensabile definirii unităţilor şi subunităţilor de diferite ordine.

Relieful dezvoltat pe roci cristaline

Relieful dezvoltat pe roci cristaline metamorfice şi vulcanice intrusive constituie partea cea mai veche a teritoriului României.

Rezistenţa la eroziune, duritatea şi masivitatea se transpun evident în înfăţişarea şi înălţimea masivelor, dar gradul ridicat de impermeabilitate, eterogenitatea mineralogică a rocilor şi şistozitatea au contribuit la diversificarea modelării şi, în consecinţă, la amplificarea varietăţii formelor. În general, *liniile majore ale reliefului* au o dominantă rezultată din aspectul de cupolă al masivelor, forma prelungă şi relativ domoală a culmilor, conservarea relativă a suprafeţelor de nivelare, bine reprezentate în Carpaţii Meridionali de la vest de Olt, în Munţii Banatului şi în toţi Munţii Apuseni). *Văile* cu versanţi repezi, chiar abrupţi, puternic adâncite sunt adevărate defilee cu numeroase rupturi de pantă. Cele mai reprezentative văi transversale din Carpaţi (defileele vestite ale Dunării, Jiului, Oltului etc.) sunt sculptate cu precădere în formaţiuni cristaline. Proprietăţile rocilor cristaline se reflectă nu numai în aspectul general al reliefului, dar se impun şi în particularităţile locale ale acestuia.

Granitele din aria carpatică, prezentând un *grad ridicat de fisurare*, favorizează pătrunderea apelor meteorice şi degradarea lor. *Şistozitatea rocilor* condiţionează *dezagregarea şi alterarea mai accentuată*, fapt pus în evidenţă fie de *rotunjirea culmilor* situate la altitudini mai mici, fie prin

accentuarea abrupturilor şi apariţia crestelor orientate local în conformitate cu planurile de şistozitate.

Existenţa şi succesiunea mai multor sisteme de modelare au determinat individualizarea unor caractere diferenţiate ale reliefului dezvoltat pe astfel de roci. *Relieful accidentat al Dobrogei de Nord,* înscris pe formaţiuni cristaline metamorfice şi magmatice, a fost supus unui sistem morfoclimatic predominant arid cu dezagregare activă, care a determinat *apariţia formelor cu aspect de inselberg* înconjurate de depozite de dezagregare. Şisturile verzi din Dobrogea Centrală (alcătuite din pelite, şisturi sericito-cloritoase, cuarţite, conglomerate) corespund unei suprafeţe cu denivelări generate numai de diferenţele de duritate a rocilor. În Munţii Apuseni, în condiţiile unui climat mai umed, are loc un proces de caolinizare atât pe arenă granitică veche, cât şi pe roca de fundament. În Carpaţii Meridionali şi mai puţin în Carpaţii Orientali (în Masivul Rodnei) modelarea în condiţiile climatului glaciar şi periglaciar a dus la formarea de creste cu aspect rezidual, vârfuri piramidale, ace. Ca aspect direct al gelifracţiei sunt de semnalat mările şi râurile de pietre, aglomerările de blocuri din circurile glaciare ale Retezatului sau mările de blocuri din Parâng şi Rodna. Relieful glaciar din masivele Făgăraş, Parâng, Retezat şi Rodna poate fi considerat ca o rezultantă a rezistenţei formaţiunilor cristaline la acţiunea unui agent modelator extrem de puternic cum este gheaţa sau zăpada. Rezistenţa la eroziune, impermeabilitatea şi masivitatea rocilor cristaline au favorizat formarea unor noduri orohidrografice fragmentate în culmi, pe care s-au conservat suprafeţele de nivelare (mai evidente în Godeanu – Ţarcu, Cindrel-Şureanu, Iezer-Păpuşa, Leaota etc.)

Relieful dezvoltat pe roci solubile

Relieful dezvoltat pe roci solubile introduce o foarte accentuată varietate a peisajului, pentru că aceste roci au un mod de comportare aparte în procesul denudării. În primul rând este vorba de clacare, care, ocupând arii întinse şi formând masive, se înscriu în relief într-un mod ce a suscitat un interes special al cercetătorilor. De aceea, în ultimii 25 – 30 de ani s-a ajuns la o manifestare puternică a şcolii carstologice româneşti. Studiile au fost extinse treptat de la rocile carbonatice asupra altor roci solubile (sarea, gipsul), inclusiv asupra celor cu ciment dizolvabil (conglomerate şi gresii calcaroase), ca şi pe piroclastite loess, depozite loessoide şi alte roci care conţin minerale solubile. S-a ajuns, astfel, să se separe două grupe de roci carstificabile: *de precipitaţii*, pe care *se dezvoltă carstul propriu-zis* şi *roci clastice*, pe care apare *clastocarstul* (V. Sencu, 1968). Împreună, acestea ocupă o suprafaţă de 49 527 km^2, ceea ce reprezintă 20,85 % din teritoriul ţării. Diferenţiat, rocile de precipitaţie (cuprinzând rocile carbonatice – calcarele, dolomitele, calcarele cristaline – şi rocile saline, în care se

încadrează gipsurile, anhidritele, sarea gemă şi sărurile delicvescente) se întind pe 4 752 km^2, iar cele clastice pe 44 775 km^2, reprezentând 2% şi, respectiv, 18,85% din suprafaţa ţării.

Calcarele sunt prezente în Dobrogea şi în Carpaţi, într-o repartiţie neuniformă pe vârste şi unităţi naturale.

Repartiţia suprafeţelor cu roci carstice şi clastocarstice
(Geografia României, vol. I, 1983)

Tipul de rocă	km^2	% din suprafaţa rocilor carstice	% din suprafaţa ţării
Calcare, dolomite şi calcare cristaline	4 602	9,29	1,94
Sare	150	0,30	0,06
Gresii şi conglomerate	975	1,97	0,41
Depozite loessoide	43 800	88,44	18,44
Total:	49 527	100,00	20,85

În funcţie de conţinutul în CO_3Ca, permeabilitatea calcarelor, existenţa apelor de circulaţie şi capacitatea lor de dizolvare, gradul de carstificare este inegal, fapt exprimat evident în morfologia de suprafaţă şi cea de adâncime. Diversitatea formelor exo ori endocarstice este caracteristică aproape fiecărui masiv, dar asocierea lor în peisaje carstice cu o anumită funcţie le conferă individualitatea.

Exocarstul este reprezentat prin *lapiezurile* de o mare diversitate (Fig. 19), prezente la toate altitudinile. În Munţii Şureanu, Munţii Vâlcan, Munţii Mehedinţi, Munţii Aninei, Munţii Locvei, Munţii Bihorului şi Pădurea Craiului formează câmpuri de lapiezuri. Pe calcarele cristaline dintre Munţii Făgăraşului, la peste 2000 m altitudine, există lapiezuri nivale.

Fig. 19 Câmpuri de lapiezuri (Platforma Luncanilor - M. Şureanu).

BCU BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Dolinele (Fig. 20) sunt formele carstice cu cea mai mare răspândire, alcătuind câmpuri de doline în mai toate regiunile calcaroase. În multe cazuri ele se înşiră de-a lungul liniilor tectonice şi văilor seci. În cele care au fundul impermeabilizat se formează lacuri permanente sau temporare (în Lacul Padiş din Munţii Bihorului, Tăul lui Ghib din Munţii Codru-Moma, Iezerul Ighiel din Munţii Trascăului). În Munţii Mehedinţi, dolinele Crovu Madvedului şi Crovu Mare cu diametrul de 1000 m şi, respectiv, de 500 m, cu adâncime de 170 m şi, respectiv, 150 m, fiind cele mai mari doline din carstul românesc. Uvalele au o frecvenţă mai mare în Munţii Curmăturii, Munţii Mehedinţi, Munţii Banatului şi Munţii Apuseni.

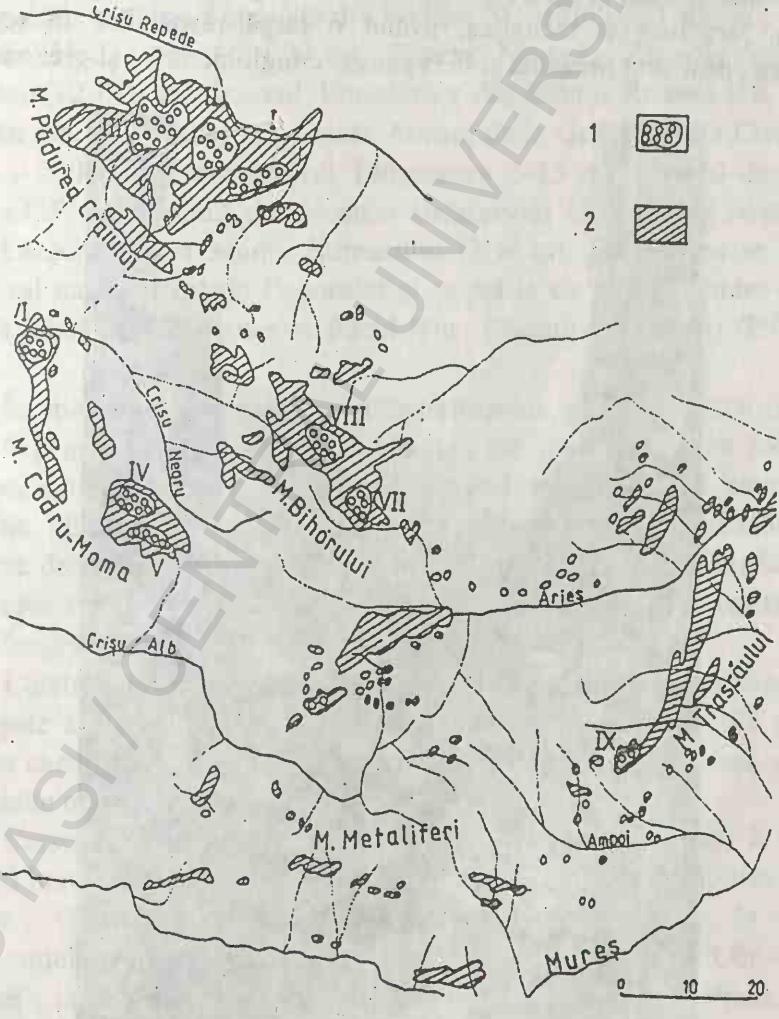


Fig. 20 Câmpuri de doline din Munţii Apuseni (după P. Cocean, 2000)

BCU IAŞI / GENERAL UNIVERSITY LIBRARY

Văile carstice oarbe şi văile în chei se dezvoltă atât pe calcare, cât şi pe rocile necarstificabile învecinate, calcarele condiționând geneza şi evoluția acestora. Văile carstice oarbe sau sohodolurile au luat naştere pe direcția unor văi fluviale, ca urmare a evoluției carstice. Prezintă un profil longitudinal vălurit şi reprezintă locuri de pierdere a apelor de suprafață. Văile de doline, reprezentând o variantă a acestora, au o largă răspândire în Munții Banatului şi în Munții Apuseni şi s-au format în urma dezvoltării în lanț a dolinelor. Alinierea lor poate fi cauzată de configurație reliefului, de contactele litologice, contactul dintre rocile carstificabile şi cele necarstificabile, de liniile tectonice.

Văile în chei (Fig. 21)au un caracter epigenetic şi exprimă raportul cu roca, structura şi tectonica, având o largă răspândire în regiunile calcaroase, deşi sunt prezente şi în regiunile conglomeratice şi grezoase.

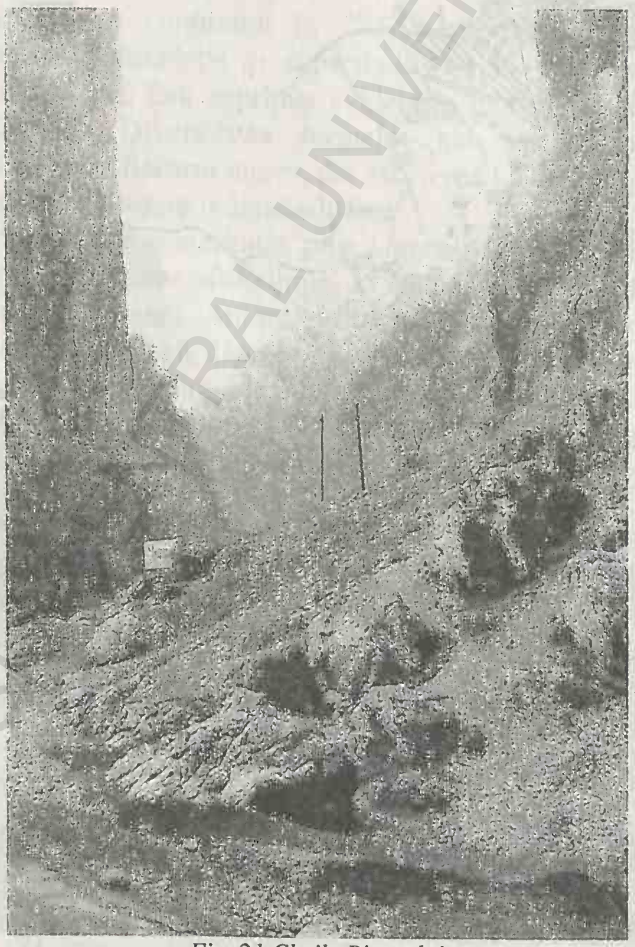


Fig. 21 Cheile Bicazului

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Poliile sunt puţin numeroase şi se dezvoltă atât pe calcare, aşa cum sunt poliile Poiana Albă (Munţii Curmăturii), Beletina (Munţii Mehedinţi), Scocul şi Brădet (Munţii Aninei), cât şi la contactul dintre calcare şi alte roci, polia Zătonul din Podişul Mehedinţi.

Endocarstul sau carstul de adâncime este foarte bine reprezentat în teritoriul românesc, iar acest fapt este demonstrat de numărul mare şi diversitatea zestrei de speleoterme, dar şi de varietatea depozitelor în care s-a dezvoltat.

Până în prezent (2002) se cunosc peste 11.000 de peşteri şi avene. Cele mai lungi sunt peşterile Vântului din Munţii Pădurea Craiului (peste 45 km de galerii cartate), Topolniţa din Podişul Mehedinţi (20 500 m), Peştera din Pârâul Hodobanei (18 000 m), Peştera Neagră – Zăpodie din Munţii Bihorului (12 048 m), Izvorul Tăuşoarelor din Munţii Rodnei (16, 5 km). Cele mai mari denivelări le prezintă Avenul de la Grind (Piatra Craiului) – 150 m – 700 m, Peştera Izvorul Tăuşoarelor (415 m), Avenul din Stanul Foncii (325 m), Avenul din Hoanca Urzicarului (288 m) şi Avenul din Dosul Lăcşorului din Munţii Şureanului (268 m). La acestea se adaugă complexul carstic Cetăţile Ponorului şi peşterile cu gheaţă, dintre care se remarcă Gheţarul Scărişoara şi Focul Viu (Muntii Bihorului) (P.Cocean, 1995).

În masivele calcaroase se află numeroase goluri carstice (puse în evidenţă prin foraje) la diferite adâncimi, cu mult sub baza locală de eroziune, chiar ăână la 500 m sub nivelul mării. Forme carstice de adâncime, pline de apă, au fost interceptate de o lucrare din Mina Anina, la adâncime de circa 700 m (146 m sub nivelul mării), ceea ce a dus la erupţii de apă care au totalizat 150 000 m^3 în 17 zile, la o temperatură constantă de 27^0C (Geografia României, vol. I, 1983).

Carstul fosil este încă insuficient pus în evidenţă. De existenţa lui sunt legate zăcămintele de bauxită din Munţii Apuseni. Lucrările de foraj indică o carstificare intensă a cretacicului din Platforma Moesică, acoperit cu depozite noi.

Carstul pe gipsuri a fost semnalat la Nucşoara-Argeş, în Munţii Meseş şi în regiunea Cheilor Turzii, sub formă de lapiezuri şi doline. Carstul pe sare (Fig. 22)se găseşte în Subcarpaţi (90 km^2) şi în Podişul Transilvaniei (60 km^2) şi este cunoscut la Cacica şi Târgu Ocna, „Între Râmnice", la Slănic Prahova, la Ocnele Mari, Ocna Sibiului, Praid, Sovata şi Turda.

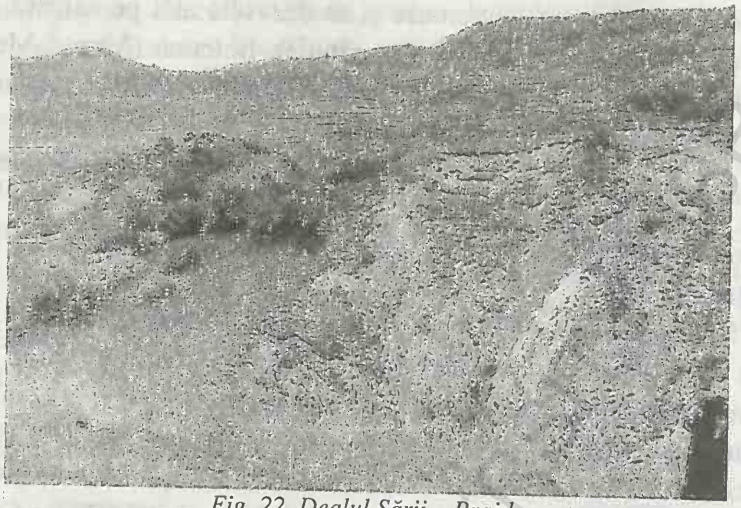


Fig. 22 Dealul Sării – Praid.

Acesta poate fi încadrat în trei grupe. Carstul gol, dezvoltat pe sarea care apare la zi, pus în evidență prin lapiezuri, tuburi de orgă, nişe carstice, poduri naturale, ponoare, doline, văi de dizolvare şi peşteri. Carstul acoperit, dezvoltat pe rocile insolubile care acoperă sarea carstificată, acesta fiind un ecou al formelor de pe rocile solubile din culcuş. Dizolvarea se produce pe suprafața sării, iar apariția la zi a formelor propriu-zise se face prin sufoziune mecanică, tasare şi prăbuşire. În fine, carstul antropic cuprinde gropile carstice, salinele prăbuşite, puțurile carstice, galeriile şi bazinele de dizolvare subterană. Un record al lungimii peşterilor în sare deține România prin Peştera Mânzăleşti – Subcarpații Vrancei, ce are o lungime de 1000 m..

Pe rocile clastice (gresii şi conglomerate cu elemente sau ciment solubil, piroclastite, depozite loessoide), formele sunt mai puțin variate. Ca şi în cazul rocilor solubile, una din condițiile de bază pentru desfăşurarea carstificării este permeabilitatea, care se manifestă în funcție de caracterul spațiilor din rocă. Procesul este generat de sufoziunea chimică şi cea mecanică, de unde şi termenul de carst sufozionar, pe lângă cel de clastocarst.

Clastocarstul de pe gresii şi conglomerate ocupă suprafețe restrânse în Carpații Orientali (648 km^2) şi Meridionali (327 km^2). În Munții Bucegi şi în Ceahlău se întâlnesc lapiezuri la geneza cărora, pe lângă eroziune şi coroziune, mai intervine şi coraziunea. În Bucegi şi Piatra Mare se găsesc doline, mai frecvente la obârşia văilor. Ca urmare a sufoziunii şi eroziunii iau naştere peşteri. Peştera Bucşoiul din Valea Pietrele (Bucegi) lungă de 136 m, formată în conglomerate, reprezintă peştera din țara noastră situată la cea mai mare înălțime (2 230 m).

Clastocarstul de pe tufuri şi aglomerate vulcanice (vulcanocarstul) se dezvoltă în legătură cu specificul alterării şi evacuării materialelor în soluţie (limonit) şi reziduale (caolin, silice). Forme de acest fel au fost descoperite prin lucrările de exploatare din regiunea Barza-Murariu şi Bucium (Munţii Apuseni). În Depresiunea Ciucului şi Munţii Harghita se găsesc doline, iar în Munţii Căliman, forme de suprafaţă şi de adâncime(Geografia României, vol.I, 1983)

Relieful dezvoltat pe conglomerate şi gresii

Sunt relativ puţine cazurile (şi pe areale restrânse) în care conglomeratele şi gresiile se individualizează ca entităţi litologice (Fig. 23). În mod obişnuit, apar în alternanţă cu alte roci. Tectonica a complicat şi mai mult diferenţierea acestor faciesuri, creând poziţii şi alternanţe de strate foarte variate, mai ales în aria flişului carpatic şi în Subcarpaţi, adică acolo unde gresiile şi conglomeratele sunt mai bine reprezentate. Rolul lor poate fi analizat atât sub aspectul trăsăturilor majore ale reliefului carpatic, subcarpatic sau de podiş, cât şi al particularităţilor impuse în morfologia de detaliu. În general, aceste roci, sub influenţa directă a naturii cimentului, au dat naştere la forme proeminente, la vârfuri ascuţite, culmi înguste şi creste, la abrupturi şi văi înguste, chiar sub formă de defilee şi chei. Conglomeratele rezistente, cum sunt cele permiene din Munţii Almăjului, din Munţii Codru-Moma şi Munţii Bihorului sau cele cretacice din Ceahlău, Bucegi şi Perşani, s-au impus prin forme care se detaşează evident de relieful din jur. Acelaşi lucru se poate spune şi despre intercalaţiile conglomeratice din subcarpaţi (conglomeratele paleogene şi miocene), din Podişul Someşan (conglomeratele de Hida). Într-un mod asemănător ies în evidenţă formaţiunile grezoase mai compacte din Carpaţii flişului (gresiile de Siriu şi Prisaca, gresia de Tarcău, de Fusaru şi de Kliwa), unele intercalaţii miocene din subcarpaţi, de cele mai multe ori asociate cu conglomerate. Analiza tipurilor de relief formate pe complexe grezoase şi conglomeratice arată că în cuprinsul lor apar diferenţe evidente, mai ales morfostructurale, în funcţie de variaţiile litologice şi de condiţiile tectonice locale.

De exemplu, relieful dezvoltat pe complexul gresiilor de Tarcău şi Prisaca (asemănătoare petrografic) prezintă diferenţe uşor de sesizat. Pe gresia de Tarcău se înscriu culmi şi masive de 1400 m, cu pante medii de 25^0, iar pe gresia de Prisaca, culmi prelungi şi măguri sub 1300 m, cu pante de 17^0. În Obcinele Bucovinei, cutarea în solzi a orientat longitudinal faciesuri şi a dat naştere la alternanţe repetate (gresii de Fusaru, de Kliwa, gresia curbicorticală etc.), astfel că relieful este în acelaşi timp şi litologic şi structural.

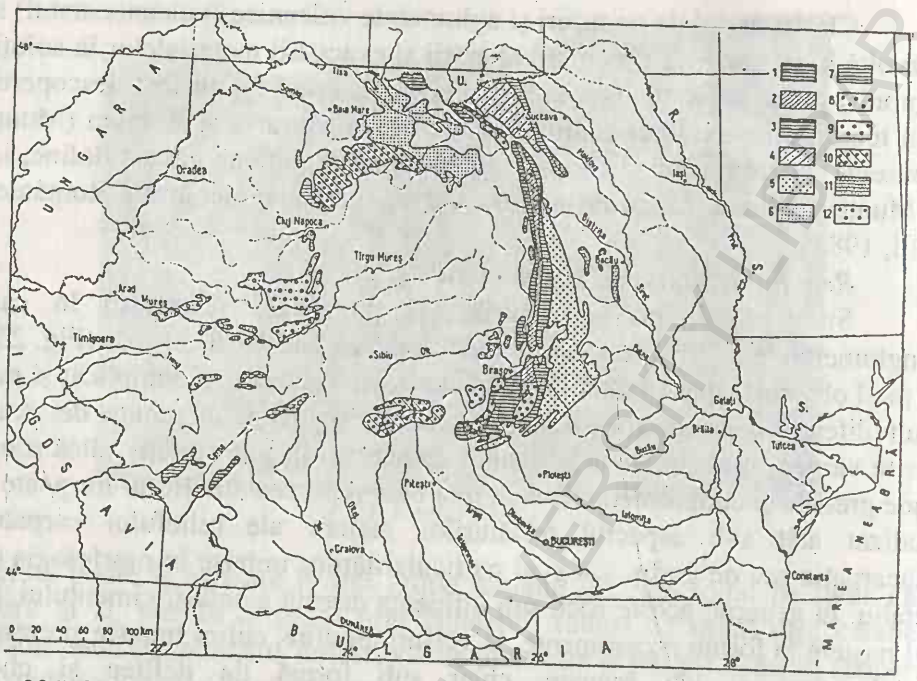


Fig. 23 Relieful pe gresii şi conglomerate (Geografia României, vol.I, p. 111, cu modificări)
1. complexul grezos calcaros al stratelor de Sinaia; 2. complexul stratelor de Bistra-Sînmartin-Comarnic; 3. complexul flişului curbicortical şi al gresiei de Cotumba; 4.relief de obcine modelat pe complexul gresiilor de Prisaca, Kliwa, Fusaru şi fliş curbicortical; 5. complexul gresiilor de Siriu, Tarcău, Fusaru, Kliwa; 6. complexul gresiilor şi conglomeratelor de Prislop şi gresiilor de Strâmtura, Borşa – culmi şi vârfuri de eroziune selectivă; relief de muncei şi de coline modelat pe complexele grezoase miocene; 8. culmi prelungi şi măguri modelate pe complexul conglomeratelor de Muncelu, Chicera, Bârnadu; 9. relief de creste şi masive mărginite de abrupturi puternice modelate pe complexul conglomeratelor de Ceahlău, Zăganu şi de Bucegi; 10. dealuri şi măguri modelate pe complexe conglomeratice din Valea Oltului şi din stratele de Hida; 11. coline şi muncei modelaţi pe complexul conglomeratelor budigaliene de Pleşu, Pietricica şi pe complexele conglomeratice din depresiunile Petroşani şi Haţeg; 12. relief de culmi montane înguste şi rotunjite modelat pe complexele grezo-conglomeratice ale flişului cretacic ale munţilor Apuseni.

Uneori, acelaşi complex litologic se exprimă în relief diferit; cazul gresiei de Fusaru, care, în regiunea Tarcău, a favorizat un relief cu energie mai mare decât în regiunea Obcinelor, unde se comportă ca o rocă friabilă. Variaţii însemnate de la o regiune la alta se constată şi la gresia de Kliwa: în Muntele Goru (1784 m) este mai rezistentă (dând versanţi cu pante medii de $25\text{-}30^0$) decât în regiunea Slănicului Moldovei, unde apare ca rocă mai puţin rezistentă. Frecvente sunt cazurile când acelaşi facies litologic adus în contact cu termeni litologici diferiţi, se exprimă diferit în relief. În Munţii Stânişoarei, flişul curbicortical se impune ca o treaptă intermediară, dominată de relieful de pe complexul stratelor de Bistra de la vest, şi domină, la rândul lui, cu 300-400 m, relieful format pe complexul marno calcaros de Hangu. În Munţii Ciucului şi în Carpaţii Curburii, din cauza apariţiei gresiei de Cotumba, trăsăturile majore ale reliefului dezvoltat pe

complexul predominant grezos al flişului transcarpatic, unde modelarea selectivă a impus în relief klippele de calcare jurasice şi intruziunile vulcanice cu peste 500 m faţă de culmile largi, netede, cu altitudini de 1000 – 1200 m (Geografia României, vol.I, 1983).

Acelaşi complex litologic se poate înscrie în relief diferit în funcţie de arealele şi grosimile pe care se dezvoltă.

Complexul grezos-calcaros al stratelor de Sinaia, cu grosimi de 2 500 m este evident în regiunea Prahovei prin forme proeminente, în timp ce în Munţii Tarcăului, unde grosimea este de numai 600 m, altitudinea se reduce la 1200 m. În Ceahlău, grosimea faciesului conglomeratic de Ceahlău este de 400 m şi face ca formele să apară evidente, iar frecvenţa abrupturilor să fie mai mare decât în altă parte.

Grosimea depozitelor de gresii şi conglomerate în condiţiile structurii monoclinale se impune, de asemenea, în forme proeminente, chiar dominante. Aşa este cazul conglomeratelor eocene din Subcarpaţii Getici, pe care, între Bistriţa Vâlcii şi Dâmboviţa (Fig. 24),

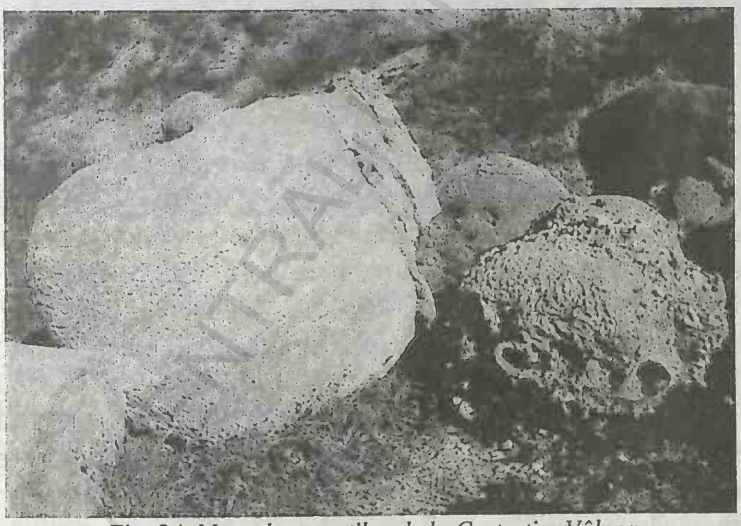


Fig. 24 Muzeul trovanţilor de la Costeşti – Vâlcea

se înscriu muscelele înalte, considerate unoeri ca o treaptă de interferenţă carpato-subcarpatică. Apariţia unei a doua serii de înălţimi subcarpatice a fost condiţionată de banda conglomeratelor burdigaliene, iar în anumite porţiuni complexele grezose şi conglomeratice sarmaţiene se înscriu în relief în acelaşi fel. Conglomeratele din Podişul Someşan (stratele de Hida) au, de asemenea, rolul principal în stabilirea trăsăturilor principale de relief din această unitate. Văile sculptate în aceste formaţiuni sunt înguste, cu versanţi

abrupți, pe alocuri căpătând aspect de adevărate chei. Uneori apare un relief rezidual ruiniform (Fig. 25).

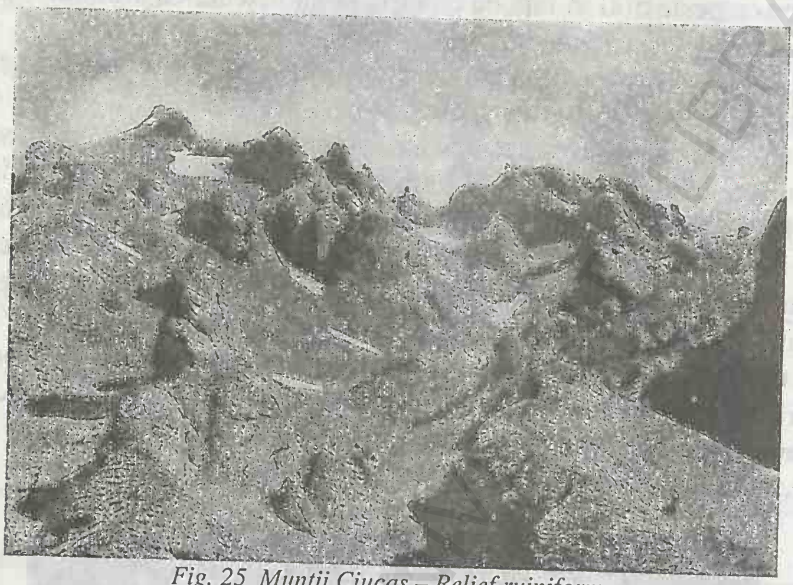


Fig. 25 Munții Ciucaș – Relief ruiniform.

Relieful dezvoltat pe argile și marne

Acesta se întâlnește în regiunile deluroase, alcătuite din formațiuni terțiare, situate la exteriorul Carpaților și în Depresiunea Transilvaniei, în fâșia de fliș carpatic, ca și în depresiunile intracarpatice cu umpluturi paleogene și miocene (Geografia României, vol.I, 1983). Este un relief cu trăsături diferențiate regional în funcție de varietatea rocilor argiloase și, bineînțeles, de stadiul evoluției și de specificul acțiunii agenților modelatori. Compoziția mineralogică, proprietățile fizico-mecanice și particularitățile texturale imprimă diferențe mari de la o unitate de relief la alta. Dintre varietățile existente în țara noastră, argilele montmorillinitice, prezente în formațiunile marine și vulcano-sedimentare, au o sensibilitate mai mare pentru deplasările în masă.

Rocile pelitice din flișul cretacic și cel paleogen sunt dispuse în succesiuni alternante cu cele psamitice și prefitice, iar prezența lor este marcată de apariția lărgirilor de vale, a depresiunilor și a culmilor largi, cu versanți văluriți de alunecări. Astfel, succesiunile de lărgiri și depresiuni din lungul Bistriței, Trotușului, Putnei și Buzăului sunt în mare măsură un efect al dispunerii și prelungirii fâșiilor de șisturi argiloase, șisturi negre bituminoase și argilele din Carpații flișului. Relieful Câmpiei Moldovei, dezvoltat în cea mai mare parte pe formațiuni argilo-nisipoase și marnoase sarmațiene monoclinale, a fost detașat prin eroziune diferențiată de unitățile

de relief din jur. Culmile domoale şi rotunjite, lărgite ca adevărate podişuri prelungi, separate de văi largi, formează un ansamblu cu energie medie a reliefului de 70 – 80 m (V. Băcăuanu, 1968). Predomină versanţii concavi, cu un profil larg ondulat sau în trepte, cu treimea inferioară acoperită de depozite groase coluvio-deluviale. Deluviile de alunecare sub formă de valuri, trepte sau monticoli, asociate cu râpele de desprindere constituie principalele microforme care se impun în peisaj (Fig. 26).

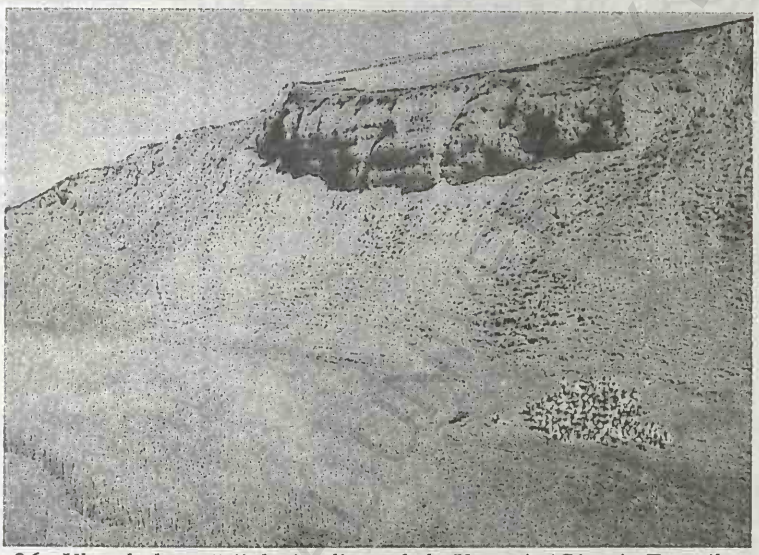


Fig. 26 Ulucul alunecării de tip glimee de la Urmeniş (Câmpia Transilvaniei)

La fel, în Câmpia Transilvaniei, cu energia medie a reliefului sub 100 m, interfluviile joase şi domoale separate de văi largi sugerează un stadiu înaintat de evoluţie. Pe versanţi se remarcă existenţa movilelor conice sau turtite (glimee, grueţi), materializate prin procese de alunecare, care se extind pe areale de sute de hectare. Uneori, glimeele formează şiruri ce pot atinge 5 km lungime (T. Morariu, V. Gârbacea, 1968) (Fig. 27, 28). Pe întreaga unitate se extind pe circa 70 km^2, imprimând nota dominantă peisajului (Fig. 29). În Subcarpaţii Transilvaniei şi în Podişul Târnavelor arealele cu roci predominant argiloase sunt puse în evidenţă şi prin interfluvii aplatizate, separate de văi foarte largi.

BCU IAŞI CENTRU LIBRARY

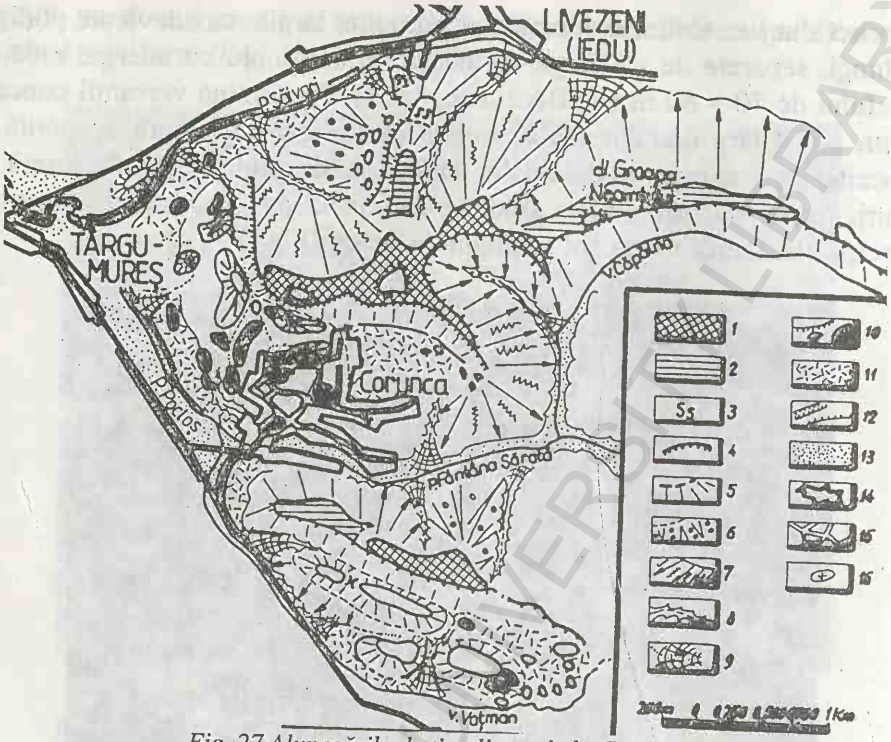


Fig. 27 Alunecările de tip glimee de la Corunca

1. nivelul superior de eroziune; 2. nivelul inferior de eroziune; 3. polițe structrale și suprafețe structurle; 4. cuestă; 5. versanți; 6. versanți cu modelare complexa; 7. versanți modelați prin șiroire; 8. torenți; 9. con de dejecție; 10. cornișa și corpurile de alunecare; 11. glacis de acumulare; 12. abrupuri de eroziune; 13. luncă; 14. limita vetrei localității; 15. sistemul stradal; 16. tendințe neotectonice.

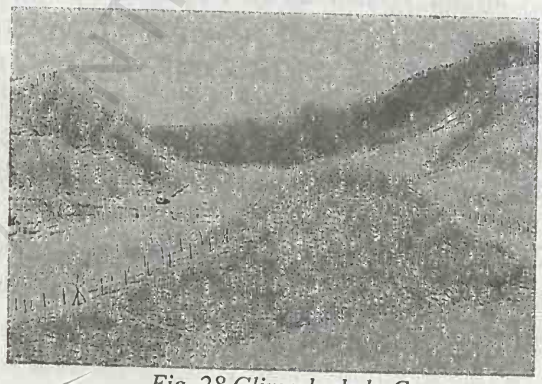


Fig. 28 Glimeele de la Corunca

În Subcarpați, factorul litologic deține un rol hotărâtor în indivudualizarea formelor principale de relief (L. Badea, Gh. Niculescu, 1964). Eroziunea activă, diferențiată pe bazine hidrografice, a detașat, în

toate situațiile, relieful șters, cu caracter depresionar, dezvoltat pe roci argilo-marnoase.

Fig. 29 Harta sintetică a raporturilor tectono-geomorfologice din Depresiunea Transivaniei.
1. depozite sarmațiene; 2. anticlinale; 3. sinclinale; 4. domuri; 5. alunecări superficiale; 6. alunecări profunde de tip glimee; 7. râuri; 8. localități.

Apariția depresiunilor subcarpatice, a ulucurilor depresionare, a depresiunilor de obârșie, a lărgirilor de vale, a înșeuărilor largi și joase sub raport altitudinal este strâns legată de prezența formațiunilor pelitice helveține, badeniene, ponțiene sau daciene. Culoarele depresionare din Subcarpații Getici corespund, în cea mai mare parte, arealelor argilo-marnoase, fie paleogene (Olănești, Călimănești, Berislăvești), fie ponțian-daciene. La est de Dâmbovița, depresiunile localizate la contactul cu flișul sunt individualizate de asemenea pe astfel de formațiuni, ca și butonierele sculptate în anticlinalele mio-pliocene. Însăși apariția vulcanilor noroioși (Fig. 30) poate fi considerată ca un caz particular datorat marno-argilelor în condiții cu totul specifice.

BCU CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 30 Vulcanii Noroioşi de la Pâclele Mari (Buzău).

În aceste arii depresionare, versanţii dezvoltaţi pe formaţiunile menţionate au înclinări de 5 – 15^0, fiind acoperiţi în întregime de depozite deluviale groase, de alunecare. În relieful format pe marne şi argile se întâlnesc toate formele caracteristice deplasărilor în masă şi eroziunii în adâncime. Pe marnele şi argilele sărăturate este caracteristic relieful de „bad lands" a cărui extindere este legată şi de o utilizare neraţională a terenurilor.

Relieful dezvoltat pe nisipuri

Acest tip de relief trebuie privit sub două aspecte: pe de o parte, ca relief format prin eroziune în formaţiuni sedimentare nisipoase, terţiare şi cuaternare, iar pe de altă parte, ca relief format prin acumularea fluviatilă şi eoliană a nisipurilor pe suprafaţa altor forme preexistente. În general, se consideră că pe nisipuri se dezvoltă un relief instabil, cu linii şterse, estompate, cu energie mică, forme plate şi pante reduse. Dar acest fapt este numai parţial valabil şi anume pentru relieful de acumulare, pentru că cel format prin eroziune pe nisipuri sedimentare cu o anumită coerenţă are o înfăţişare cu totul diferită (Geografia României, vol.I, 1983).

În mod obişnuit, formaţiunile nisipoase mio-pliocene şi cuaternare sunt asociate, de obicei cu cele lutoase şi argiloase, rareori cu pietrişuri, aşa încât nu se poate vorbi, decât în foarte mică măsură de un relief tipic dezvoltat pe nisipuri. În regiunile subcarpatice şi în piemonturile pericarpatice, în Podişul Transilvaniei şi mai puţin în Podişul Moldovei, unde predomină nisipurile uşor cimentate, cu gresificări discontinui, eroziunea prin şiroire şi scurgere torenţială a afectat versanţii abrupţi, brăzdându-i cu şanţuri şi ogaşe, separate de culmi foarte înguste. Pe alocuri,

izolat, apar creste zimțate în miniatură, forme piramidale şi turnuri (Râpa Roşie – Sebeş, Valea Stăncioiului – Râmnicu Vâlcea etc.). Versanții sunt abrupți, formele mai proeminente, relieful în ansamblu este diversificat cu numeroase măguri izolate şi abrupturi active. Acolo unde domină faciesurile nisipo-argiloase, apar deplasările în masă (Fig. 31), care dau naştere la movile şi monticuli (Podişul Transilvaniei). În Subcarpații Vâlcii şi cei ai Teleajenului, în Dealul Feleacului, nisipurile slab cimentate sarmațiene supuse eroziunii diferențiate oferă un relief aparte prin scoaterea în evidență a trovanților.

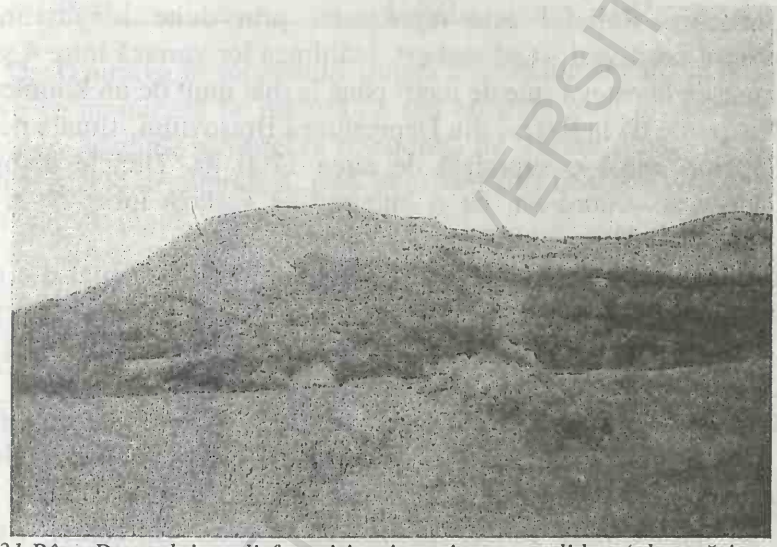


Fig. 31 Râpa Dateşului – relief pe nisipuri ponțiene consolidate (alunecări-surpări).

Relieful de acumulare, dezvoltat pe nisipuri transportate fluvial sau marin şi remaniate eolian, apare în Câmpia Careiului, în Câmpia Olteniei, în Bărăgan, în luncile largi ale râurilor principale şi în lungul litoralului. În sectorul Carei - Valea lui Mihai, nisipurile se întind pe o suprafață de circa 25 000 ha, în cea mai mare parte fixată (I. Maxim, 1962). Ele constituie un relief de dune principale, alungite până la 15 km pe direcția sud-vest – nord-est, cu înălțimi de 3 şi 15 m, rareori ajungând până la 40 m, asociate cu dune secundare. Un relief asemănător, dar de dune plate, se găseşte în Câmpia Someşului ca şi în câmpia joasă a Mureşului, între Nădlac şi Curtici (Gr. Posea şi colab., 1974).

O suprafață mult mai întinsă este acoperită de nisipuri în sud-vestul Olteniei, totalizând aproximativ 140 000 ha, dispuse în trei areale. Relieful este format tot din asocierea dunelor longitudinale, dar cu direcția nord-vest – sud-est, cu alte dune mai mici, secundare, uneori de forma barcanelor,

situate aproape perpendicular pe primele. Dunele sunt alingite pe mulți kilometri și în mod obișnuit formează fascicule. Înălțimea lor poate ajunge la 15–20 m, dar se observă o scădere treptată de la vest la est, până se estompează cu totul și se pierd în suprafața câmpiei.

Cele trei arii de nisipuri din Bărăgan se desfășoară în fâșii dispuse respectiv pe dreapta Ialomiței, Călmățuiului și Buzăului, însumând peste 100 000 ha. Întrucât se află într-un proces relativ avansat de solificare, sunt puțin supuse acțiunii actuale a vântului.

În Câmpia Tecuciului (pe stânga Bârladului și Siretului), nisipurile se întind pe o suprafață de circa 15 000 ha (cunoscute ca nisipurile de la Hanu Conachi). Relieful este reprezentat prin dune longitudinale cu orientare nord-nord-vest – sud-sud-est. Înălțimea lor variază între 4 și 10 m, iar lungimea de la câteva sute de metri până la mai mult de un kilometru.

Nisipurile de la Recea, din Depresiunea Brașovului, situate pe stânga Râului Negru, ocupă o suprafață de circa 1700 ha. Dunele alungite cu direcția sud-vest – nord-est, cu o lungime ce variază între 70 și 80 m, lățimea între 20 și 33 m, iar înălțimea fiind de 2 – 12 m.

În afară de acestea, suprafețe restrânse cu relief format din nisipuri fluviatile, modelate eolian, se întâlnesc în lunca și ostroavele mari ale Dunării (Ostrovu Decebal sau Moldova Veche, Ostrovu Corbului, Ostrovu Mare), ca și în luncile largi ale celor mai multe dintre râurile mari.

O mențiune cu totul aparte trebuie făcută pentru relieful format pe nisipuri de origine fluviatilă și maritimă, modelat eolian. Nisipurile fluviatile sunt localizate în grindurile din lungul brațelor Dunării și dau forme mai plate, mai șterse, permanent supuse influenței fluviului. Câmpurile de nisipuri maritime Letea, Caraorman, Sărăturile (ocupând o suprafață de 61 000 ha, Geografia României, vol., 1983) au un relief de dune foarte variat, ceea ce denotă o intensă prelucrare eoliană. Nisipuri mobile și semimobile se întâlnesc și pe cordoanele care închid complexul lagunar Razim-Sinoe, în insula Sacalin și în general de-a lungul litoralului de la nord de Capul Midia. Pentru fâșia litorală sunt de menționat și plăjile, ca forme de acumulare, aflate la rândul lor într-o continuă și rapidă modificare.

Relieful dezvoltat pe depozite loessoide

Relieful dezvoltat pe depozite loessoide ocupă suprafețe întinse, dar are o viabilitate redusă și o dispunere pe verticală de cel mult 20 – 30 m, atât cât este grosimea cuverturii loessoide. Acesta ocupă suprafețe mari în partea de sud-est a țării, unde, de fapt, atinge și cele mai mari grosimi (tabelul următor).

Prin sufoziune, în pătura loessoidă apar goluri foarte variabile ca dimensiuni. Ele facilitează prăbuşirile şi apariţia la suprafaţă a pâlniilor de sufoziune, puţurilor, podurilor naturale.

Răspândirea depozitelor loessoide pe unităţi geografice

Unităţi de relief	km^2	%
Dobrogea	5 230	11,9
Podişul Moldovei	2 850	6,5
Câmpia Română	28 370	64,8
Câmpia Banato-Crişană	7 350	16,8
Total	43 800	100

Desfăşurarea în succesiune liniară a formelor se datorează sufoziunii regresive ce înaintează pe măsură ce apa reuşeşte să-şi organizeze un curs subteran. În general, se observă o tendinţă de trecere rapidă de la formele subterane la cele de suprafaţă, prin transformarea celor dintâi în sisteme de ogaşe, râpe, văi înguste cu maluri verticale.

Pe suprafeţele relativ orizontale acoperite cu o cuvertură de roci loessoide (Burnaz, Câmpia Vlăsiei, Bărăgan) au o frecvenţă mare formele negative: crovurile, găvanele sau padinele. Geneza şi evoluţia lor este strâns legată de prezenţa rocilor loessoide poroase, de existenţa climatului stepic, de intensitatea scurgerii superficiale şi a infiltraţiilor, de caracterul şi acţiunea agenţilor externi etc. (G. Vâlsan, 1917).

Crovurile iau naştere pe seama reliefului preexistent (în general pe dune vechi) pe care s-a mulat cuvertura leossoidă, dar mai ales pe seama levigării sărurilor şi a tasării rocii. Morfologia de detaliu scoate în evidenţă că ele s-au format prin conjugarea a două sau mai multe crovuri mici, prin distrugerea pragurilor dintre ele, prin tasare şi prin spălare. Distrugerea acestor forme negative se face de ogaşele care, prin înaintare regresivă, le includ în drumul lor (Geografia României, vol.I, 1983).

Adâncimea crovurilor poate ajunge până la 5 m, iar lungimea şi lăţimea lor până la câţiva kilometri. Depresiunile mari, care pot ajunge până la 12-13 km lungime, sunt cunoscute şi sub numele de padine. Cele care se găsesc pe vechi braţe de râu au o formă alungită şi un contur regulat. Asemenea forme se găsesc în valea Dunării dintre Olt şi Argeş, sub fruntea teraselor şi a câmpului, trădând vechi braţe ale Dunării, mulate de depozitele loessoide. În interiorul padinelor se află crovuri de diferite forme şi dimensiuni.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

3.3 Relieful vulcanic

Diversitatea de roci magmatice vechi, prepaleozoice, paleozoice şi mezozoice din blocurile cristaline şi lanţul vulcanic neogen-cuaternar, face ca relieful vulcanic să constituie o trăsătură principală a reliefului muntos. Blocurile cristaline reprezintă ostatura reliefului carpatic, iar masivele eruptive vechi din constituţia acestora au influenţat vădit evoluţia şi configuraţia generală a reliefului. Adăugarea lanţului eruptiv nou în latura vestică a Carpaţilor Orientali a dus la întregirea acestui lanţ, la complicarea lui structurală, dar şi la diversificarea accentuată a reliefului. De aceea, la scara întregii ţări, relieful vulcanic nu poate fi considerat ca subordonat faţă de celelalte categorii de relief format pe roci sedimentare şi metamorfice, ci, din contră, reprezintă o categorie cu stil aparte al formelor, consemnată ca atare în toate hărţile şi lucrările destinate reliefului (Geografia României, vol. I , 1983) .

Magmatismul vechi este legat de fazele orogenice succedate din precambrian până în cretacic, cu manifestări efuzive şi intrusive, dar nu toate manifestările au jucat acelaşi rol în formarea reliefului actual. Pentru Dobrogea de Nord au fost importante fenomenele magmatice antepaleozoice şi paleozoice, cele mezozoice având o însemnătate mult mai redusă.

În relieful Carpaţilor se reflectă atât magmatismul plutonic vechi din ciclurile tectono-magmatice prebaikalian, baikalian şi hercinic) ca de pildă corpurile granitoide din munţii Parângului, Retezatului, Muntele Mic, Almăjului sau Muntele Mare (V. Mutihac, L. Ionesi, 1974), cât şi manifestările vulcanice şi plutonice ale mezozoicului. Din vechile aparate vulcanice nu s-au mai păstrat decât cel mult stive de lave, şi anume cele care au fost acoperite şi protejate de formaţiunile sedimentare de sub care au fost scoase ulterior. Mai clar s-au înscris însă în relief corpurile plutonice. Formele rezultate sunt în dependenţă directă de mărimea şi forma corpurilor vulcanice, de natura rocilor, dar şi de gradul de manifestare a eroziunii. Din Munţii Maramureşului sunt de luat în considerare diabazele de vârstă mezozoică din Farcău, Rugaşu şi Mihailec. Ca urmare a rezistenţei mari la eroziune, Farcăul atinge cea mai mare înălţime din Munţii Maramureşului. În Mihailec, orizonturile de diabaze alternează cu cele de calcar, alcătuind o stivă enormă stromatitică. Mai la sud, în Munţii Bistriţei, un dyke porfiroid care a suferit fenomene de metamorfism domină munţii din jur alcătuiţi din şisturi cristaline. Masivul sienitic de la Ditrău(Gy.Jakab, 1998) , descoperit de eroziune de sub şisturi cristaline, păstrează la rândul său o poziţie dominantă în regiune (fig. 32).

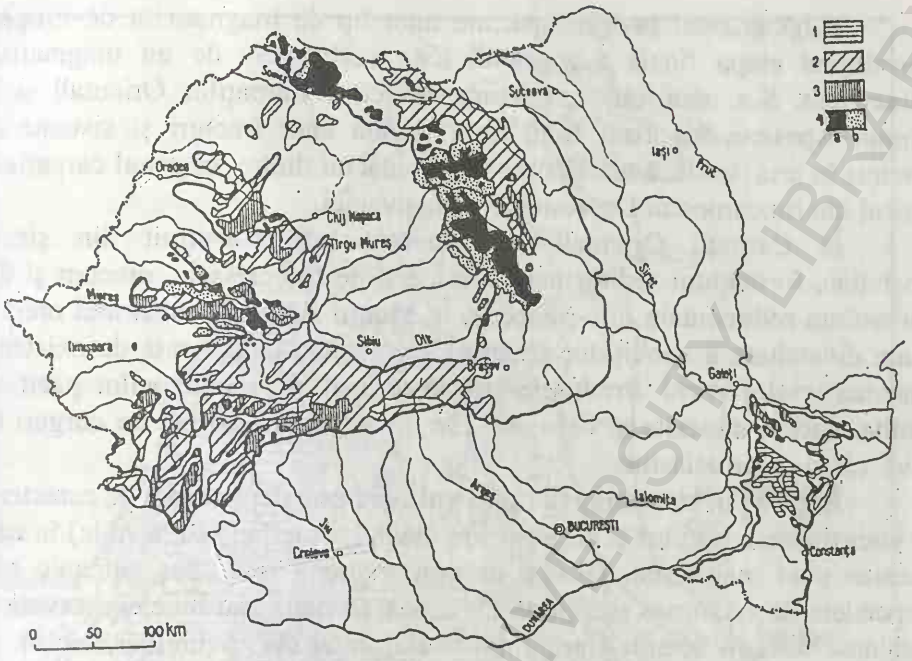


Fig. 32 Răspândirea rocilor metamorfice şi eruptive.(Geografia Romaniei, vol.I, 1983)
1.şisturi verzi; 2. Cristlinul carpatic; 3. Vucanism intrusiv; 4. Vulcanism efuziv : a) lave, b) aglomerate.

În Carpaţii Meridionali, granitele gnaisice din Retezat şi Parâng alcătuiesc inima acestor munţi.

Desigur, este vorba aici de plutoni şi nu de vulcani propriu-zişi, dar reprezintă categorii foarte apropiate. În Munţii Banatului sunt de amintit masele subvulcanice banatitice de vârstă cretacică, înscrise pe rama de vest ca nişte cupole. Masivul Vlădeasa, alcătuit din riolete, dacite şi andezite, reprezintă baza unui enorm aparat vulcanic, constituit la sfârşitul cretacicului şi începutul terţiarului. Tot în aceşti munţi apar ofiolite intercalate în depozite sedimentare mezozoice. Deşi sunt subordonate rocilor sedimentare şi în special calcarelor între care sunt situate, îşi impun prezenţa prin abrupturi, muchii, trepte. Granitul din Muntele Mare, asemănător cu granitele din Retezat şi Parâng, reprezintă un plutonit uriaş şi a asigurat altitudinea mare şi masivitatea acestuia.

Dintre rocile magmatice vechi din Dobrogea, în primul rând atrag atenţia diabazele din Podişul Niculiţelului. Deşi sunt deranjate tectonic, ele au condiţionat caracterul morfologic al acestui podiş. Unele vârfuri ascuţite şi dominante îşi datoresc înfăţişarea unor iviri de porfirite. Creasta principală a Munţilor Măcinului este dată de granitul de Pricopan. Această masă eruptivă este cel mai important fenomen igneic şi, totodată, şi de relief petrografic din Dobrogea.

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Magmatismul neogen aparţine unui tip de magmatism de orogen, constituind etapa finală a acestuia. Este vorba deci de un magmatism subsecvent. S-a manifestat pe latura vestică a Carpaţilor Orientali şi în Munţii Apuseni, favorizat fiind de existenţa unor fracturi şi sisteme de fracturi în aria de slabă rezistenţă de la contactul dintre orogenul carpatic şi blocul din fundamentul Depresiunii Transilvaniei.

În Carpaţii Orientali, subasmentul este constituit din şisturi cristaline, formaţiuni sedimentare triasice şi de fliş cretacic, precum şi din formaţiuni sedimentare mio-pliocene. În Munţii Apuseni, substratul oferă o mare diversitate a condiţiilor structural-geologice, complicată de existenţa magmatismului vechi. Produsele vulcanice aparţin grupei rocilor pacifice: riolite, dacite, andezite şi bananite. Ele apar atât sub formă de curgeri de lavă, cât şi de piroclastite.

În general, structura reliefului vulcanic este dependentă de caracterul şi intensitatea erupţiilor şi de influenţa mediului (aerian sau acvatic) în care acestea s-au manifestat. Gradul de conservare a reliefului vulcanic este dependent de vechimea erupţiilor. De aceea, formele mai bine conservate se întâlnesc doar în Munţii Gurghiului şi Harghitei (W. Schreiber, 1994), de vârstă mai recentă (Fig. 33).

Manifestările vulcanice neogene (Geografia României, vol.I, 1983) pot fi grupate în *trei cicluri mari*. Ciclul *badenian* inaugurează magmatismul neogen cu manifestări predominant explosive (şi în mediu acvatic) în Munţii Oaş-Gutâi şi în Munţii Apuseni. Mai răspândite sunt piroclastitele acide, însă, subordonat, apar curgeri de lave riolitice, riodacitice, dacitice şi chiar andezitice.

O particularitate a vulcanismului badenian o constituie apariţia formaţiunilor vulcanogen-sedimentare (brecii, aglomerate, tufuri de lave), în condiţiile alternanţei fazelor de erupţii cu cele de linişte. Grosimea depozitelor în Munţii Gutâi este de 50 – 250 m, iar prezenţa lavelor riolitice în partea de vest sugerează existenţa unor centre locale de erupţie. În Munţii Apuseni, cele mai importante centre de erupţie sunt localizate în regiunile Almaş-Stănija, Brad-Săcărâmb şi Roşia Montană. În *ciclul badenian s-au format stratovulcani*, constituiţi dintr-o alternanţă de lave şi piroclastite subaeriene şi subacvatice, cu stratovulcanul Puturosul din Munţii Gutâi (D. Giuşcă şi colab., 1973) sau vulcanii Pleşa şi Gliganul din Munţii Metaliferi.

Ciclul *sarmaţian-pliocen* inferior are o importanţă majoră pentru că a afectat regiuni întinse, atât în Munţii Apuseni, unde erupţiile au fost cele mai însemnate, cât şi în latura vestică a Carpaţilor Orientali. Au predominat efuziunile de lavă, dar ele au alternat cu episoade de activitate explozivă, mai ales la începutul erupţiilor. În Munţii Metaliferi, erupţiile au avut im caracter mixt, *predominant efuziv*. Pe lângă numeroasele aparate şi edificii

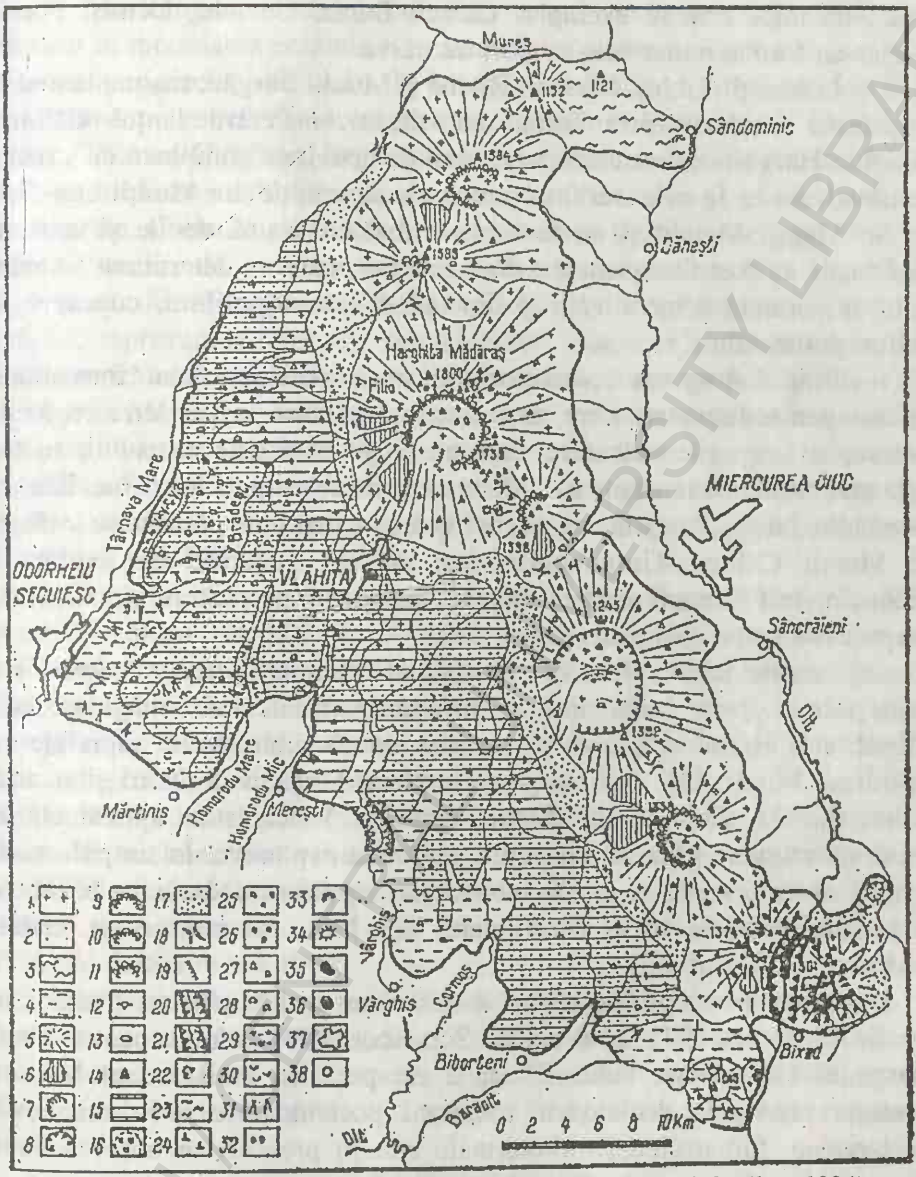


Fig. 33 Munții Harghitei – Harta geomorfologică (după W. Schreiber, 1994)

1. relief dezvoltat pe curgeri de lavă; 2. relief dezvoltat pe piroclastite și aglomerate vulcanice; 3. relief dezvoltat pe șisturi cristaline; 4. relief dezvoltat pe formațiuni sedimentare; 5. conuri vulcanice; 6. planeze;7. cratere; 8. caldere; 9. cratere de împrejmuire; 10. cratere de împrejmuire și explozie; 11. cratere de împrejmuire și prăbușire; 12. neck-uri; 13. dyke-uri; 14. vârfuri; 15. platou vulcanic; 16. arii depresionare; 17. glacisuri delivio-coluviale; 18. înșeuări; 19. abrupturi; 20. defilee; 21. chei; 22. peșteri; 23. trepte de crioplanație; 24. forme de relief rezidual; 25. grohotișuri inactive; 26. grohotișuri active; 27. blocuri dispersate; 28. mușuroaie înierbate; 29. turbării; 30. alunecări de teren; 31. organisme torențiale; 32. microdepresiuni de alunecare și nivație; 33. cariere; 34. halde de steril; 35. lacuri naturale; 36. lacuri artificiale; 37. orașe; 38. localități rurale.

stratovulcanice (ca de exemplu, Câinel, Barza, Coraciu, Cetraş, Poenița etc.), s-au format numeroase corpuri intruzive .

În Munții Țibleş, Masivul Rodna şi Munții Bârgău, magmatismul s-a manifestat exclusiv prin forme subvulcanice. Pentru lanțul Căliman-Gurghiu-Harghita este caracteristic tipul de activitate complexă cu structuri stratovulcanice. În cele trei faze principale de erupție din Munții Oaş-Gutâi şi din Munții Metaliferi au fost emise mai cu seamă dacite şi andezite. Însemnate au fost fenomenele metalogenetice, care au determinat formarea unor importante mineralizații polimetalice auro-argintifere, cuprifere, de sulfuri polimetalice.

Prin distrugerea aparatelor vulcanice s-au acumulat formațiunile vulcanogen-sedimentare care au o largă răspândire la periferia regiunilor vulcanice. Corpurile vulcanice, care au reuşit să reziste eroziunii, sunt de cele mai multe ori rămăşițe ale infrastructurii sau corpuri intrusive. Ele au o răspândire largă, dar formele de relief vulcanic mai bine păstrate se întâlnesc în Munții Căliman-Gurghiu-Harghita: caldere generate de explozii şi prăbuşiri (în Căliman), cratere drenate, dar încă bine păstrate şi numeroase corpuri vulcanice lipsite de cratere.

Fenomenele vulcanice aparținând ciclului *pliocen superior – cuaternar inferior* reprezintă manifestările finale ale magmatismului subsecvent. Ele au avut o amploare mai redusă şi au afectat suprafețe mai restrânse: Munții Căliman-Gurghiu-Harghita, Perşanii de Nord şi sectoare reduse din Oaş-Gutâi şi din Munții Metaliferi. Vulcanismul s-a caracterizat printr-o activitate efuzivă, cu puține episoade explozive. În timpul acestor erupții au fost expulzate în special andezite cu piroceni, andezite bazaltoide şi bazalte. Formele create fiind tinere, sunt încă bine conservate (craterul nedrenat al Ciomadului).

Încetarea erupțiilor, probabil în Cuaternarul Mediu ori Pleistocenul Mediu (S. Peltz, 1971, citat de W. Schreiber, 1994, admite pentru Munții Harghitei o activitate vulcanică până cel puțin în Pleistocenul Mediu),a conturat premisele declanşării activității postvulcanice, prin manifestări gheizeriene, fumaroliene, hidrotermale etc. În prezent, se observă numai emanații de solfatare şi mofetice.

Evoluția postvulcanică a reliefului a dus la diversificarea acestuia, manifestată atât la nivelul masivelor muntoase, cât şi la acela al formelor simple. Eroziunea a dus la festonarea periferiei craterelor vulcanice, la drenarea craterelor, la adâncirea văilor şi la înlăturarea unei mari părți din placa de agmomerate vulcanice. Prin adâncirea rețelei de văi în sedimentarul din bază au apărut numeroase şei şi mici depresiuni, ca de exemplu cele de la Nistru, Firiza, Chiuzbaia, Cavnic, Colibița etc.

Morfologia reliefului vulcanic actual prezintă mari diferenţieri, întrucât în modelarea acestuia s-au succedat mai multe sisteme de modelare (glaciar, periglaciar, fluvial) . În Munţii Oaş-Gutâi şi în Munţii Metaliferi predomină un relief scund, cu altitudini cuprinse între 600 şi 1400 m. În lanţul Căliman-Gurghiu-Harghita, relieful depăşeşte 1600-1700 m. Aici se disting două etaje morfologice: a conurilor vulcanice şi al platourilor de aglomerate. Conurile păstrează forme vulcanice tipice: cratere şi caldere în diferite stadii de evoluţie, conuri adventive, planeze etc. În Munţii Ţibleşului, Munţii Văratec şi Munţii Bârgăului predomină relieful de măguri, reprezentând corpuri subvulcanice scoase la zi de eroziune, care contrastează cu formele domoale, sculptate în sedimentar. Munţii Oaş-Gutâi şi Munţii Metaliferi sunt puternic erodaţi, cu suprastructurile pe alocuri complet distruse. Au luat naştere platouri secundare, fragmentate de văi puternic adâncite,cu energie mare de relief, iar numeroase corpuri intruzive (dykuri, neckuri, stâlpi, etc.) au fost dezvelite şi apar în relief (Geografia României, vol. I 1983).

Stadiile de evoluţie prin care trece un vulcan (vulcan complet, planeză, vulcan rezidual şi, în final, vulcan scheletic) raportate la aria vulcanică din spaţiul românesc confirmă pentru Munţii Căliman-Gurghiu-Harghita că se află la începutul stadiului rezidual, în timp de Munţii Metaliferi şi Munţii Oaş-Gutâi se găsesc în stadiul avansat al vulcanilor reziduali şi chiar al vulcanilor scheletici.

Dar privită în detaliu, situaţia este mult mai complicată, pentru că flancurile aceluiaşi vulcan se află uneori în stadii de evoluţie diferite. La conul Pilişca din Munţii Harghita, pe flancurile de sud şi vest se menţin încă planeze, în timp ce versantul estic este puternic distrus, încât apare la zi un dyke (W. E. Schreiber,1994).

Importanţa regiunilor vulcanice neogene este determinată de existenţa unor filoane metalifere, a materialelor de construcţie(andezit, bazalt, dacit, tufuri) şi a apelor minerale, care au condiţionat apariţia staţiunilor balneo – climaterice, stimulând dezvoltarea turismului românesc.

3.4 Relieful sculptural

3.4.1 Suprafeţele de nivelare

Suprafeţele de nivelare sunt un produs al conlucrării agenţilor interni şi externi, în lungul releu al evoluţiei geologice şi paleogeografice a teritoriului României.. Reconstituirea suprafeţelor de nivelare are în vedere şi aportul aluvial care generează o serie de procese diagenetice (alterare sau cimentare), şi reprezintă element de corelare. Astfel, Paraschiv D. (1965), a

realizat paralelizarea dintre suprafeţele de nivelare Borăscu, Râu Şes şi Gornovița din Munții Făgăraş şi orizonturile de bolovănişuri şi pietrişuir din Piemontul Cândeşti dispuse sub forma unor largi pânze.

Emm. de Martonne (1906), L. Sawicki (1912), V. Mihăilescu (1963), Gh .Niculescu (1967), Gr. Posea, N. Popescu, M .Ielenicz (1978),P. Urdea, (2000) ,precum şi diferite lucrări de specialitate care abordează această problemă geomorfologică, consemnează existența în spațiul românesc a cel puțin trei *complexe de nivelare* sau *sculpturale*: *Borăscu, Râu Şes, Gornovița* În argumentarea condițiilor modelării s-a pornit de la analiza mediului morfoclimatic, determinarea sensului mişcărilor tectonice şi a celor eustatice, prezența şi natura depozitelor corelate (orizonturi argiloase, lateritice, depozite piemontane), gradul de conservare a suprafețelor de nivelare, forma sub care se păstrează acestea (umeri de vale, martori de eroziune, nivele de eroziune, suprafețe poligenetice), etc.

Complexul sculptural Borăscu , cea mai reprezentativă asociere de suprafețe de nivelare, se perfectează într-un intervalul de timp de aproximativ 20 de mil. ani (oligocenul inf.– egerian –P. Urdea, 2000, p.26), şi este produsul modelării unui spațiu montan unde travaliul s-a exercitat în condiții climatice tropicale si subtropicale , alterarea rocilor s-a realizat în – sezonul umed, iar evacuarea a acestui material într-un sezon cald, desfăşurată între fazele pirineene şi savice .În acest interval, agenții externi reuşesc să detaşeze din vechea suprafață postlaramică (Paleocen – Eocenă), o altă formă matură de relief, consemnează acelaşi autor, suprafața superioară a complexului Borăscu sau Borăscu I, situată şi generalizată în prezent la peste 2200m şi ocupă poziții laterale față de axa marilor înălțimi. Depozitele corelate ale acestei suprafețe se regăsesc în bazinul Petroşani şi aparțin Formațiunii de Dâlja - Uricani,având în bază conglomerate şi gresii cu elemente bine sortate, peste care urmează 21 de strate de cărbune, separate de şisturi argiloase şi disodiliforme, iar Formațiunea de Lonea (conglomerate cu elemente cristaline, marne, gresii şi argile), corespunde suprafeței Borăscu II. Perfectarea nivelului al treilea a complexului Borăscu s-a realizat după faza stirică veche Ottnangian - Badenian, eroziunea puternică sculptând acest nivel sub forma unor umeri de vale, iar în regiunile carpatice limitrofe poate să apară chiar ca fragmente ale unor platforme de abraziune

Suprafețele complexului sculptural Borăscu sunt prezente sub forma unor interfluvii largi, martori de eroziune şi înşeuări. Este identificată în Carpații Meridionali unde este delimitată de complexe glaciare sub denumirea de Borăscu, în Munții Banatului i s-a atribuit după masivul central numele de Semenic, în Munții Apuseni este cunoscută ca Farcaş-Cârligați, în Munții Rodnei – Platforma Nedeilor, iar în zonele periferice

apare fosilizată (Depresiunea Transilvaniei, Podişul Getic). Ea are o configuraţie diferenţiată altimetric în funcţie de litologie, tectonică, eroziune pe bazine hidrografice cu nivele de bază diferite.

Suprafaţele *Complexului de nivelare Râu Şes*, sunt rezultatul modelării sarmaţiene, cu procese de modelare fluvio-denudaţionale în regiunile interne carpatice, completate cu procese de pedimentaţie în perioadele aride, pe fondul manifestării unui climat mediteranean. Schimbările petrecute în repartiţia uscatului şi apei au determinat o circulaţie atmosferică vestică, iar relieful a atras după sine etajarea vegetaţiei (Gh. Pop, 1962) (Fig. 34). Modelarea primului nivel al complexului Râu Şes a fost întrerupt de mişcările attice vechi, pentru ca al doilea să se perfecteze până la cele attice noi. Situate sub nivelul Borăscu în masivele din Carpaţii Meridionali, în Munţii Banatului unde este recunoscută sub denumirea de Tomnaţica sau Negreana (Grigore M., 1981), în Munţii Apuseni Mărişel, în Munţii Rodnei Bătrâna. Acest nivel formează spaţii interfluviale largi care înaintează tentacular către zonele periferice muntelui.

Complexul de nivelare Gornovita, conturează periferia Carpaţilor în general ca rezultat al unei intense abraziuni şi eroziuni fluviale controlate de nivelele regionale ale celor trei bazine: transilvan, panonic şi getic. Suprafeţele acestui complex sculptural păstrate până astăzi doar sub formă de umeri de vale în cadrul văilor principale, poartă denumiri diferite: în Carpaţii Meridionali în general este cunoscută ca Gornovita sau a Predealului ,cu unele diversificări locale, nivelul Bran în Culoarul Bran-Rucăr-Dragoslavele şi nivelul Predeal şi al Clăbucetelor la obârşia Prahovei; Teregova şi platforma Caraşului în Munţii Banatului; Feneş - Deva în Munţii Apuseni (fig 35).

Primul nivel de vale din acest complex a fost modelat în intervalul Pannonian Mediu – Ponţian, mişcările fazei rhodanice întrerupând acest epiciclu denudaţional (P. Urdea, 2000). Până la mişcările valahe ,în Romanian, are loc modelarea celui de - al doilea nivel. Aceste nivele au fost puternic deformate de mişcările fazei valahe , dar şi de cele neotectonice, fapt ce explică altitudinile foarte diferite la care se identifică în prezent : 400 –550 m în regiunile de bordură, 1000 -1200 m, în Carpaţii flişului; 1300 m în Carpaţii Curburii; 500 - 900 m în Carpaţii Occidentali; 180 - 300 m, în Dobrogea.

BCU

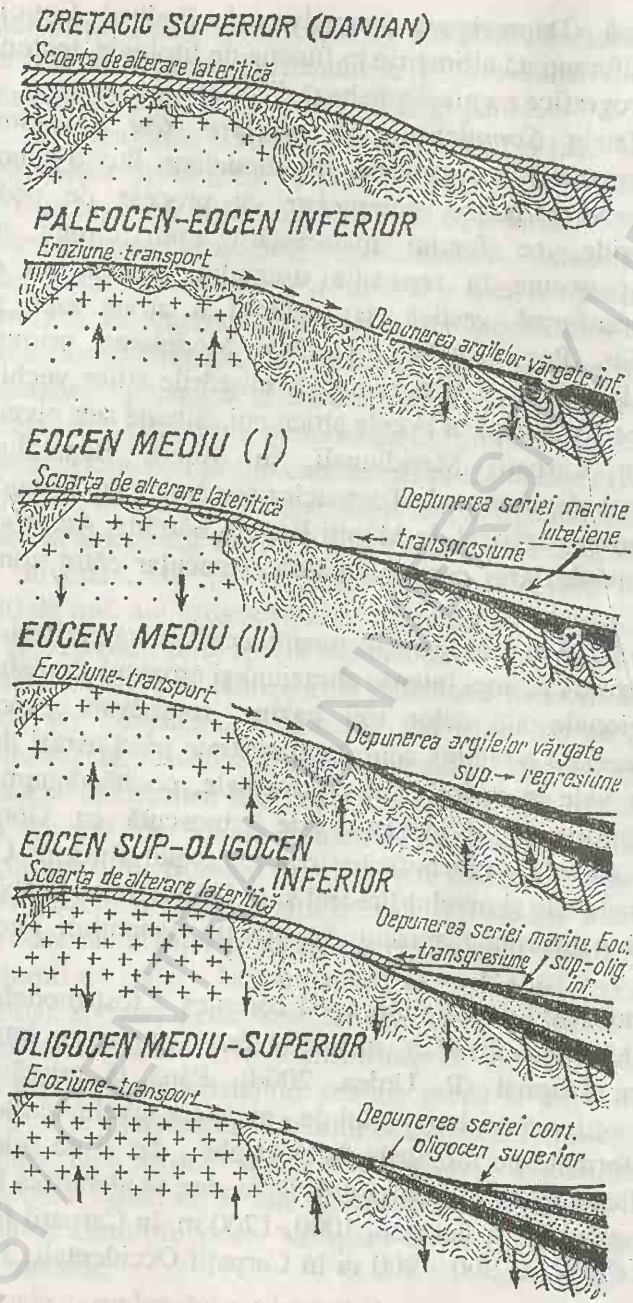


Fig. 34 Schiţa dezvoltării suprafeţei de eroziune şi a scoarţelor de alterare lateritică, în dependenţă de mişcările tectonice, transgresiunile şi regresiunile marine (după Gh. Pop 1962).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

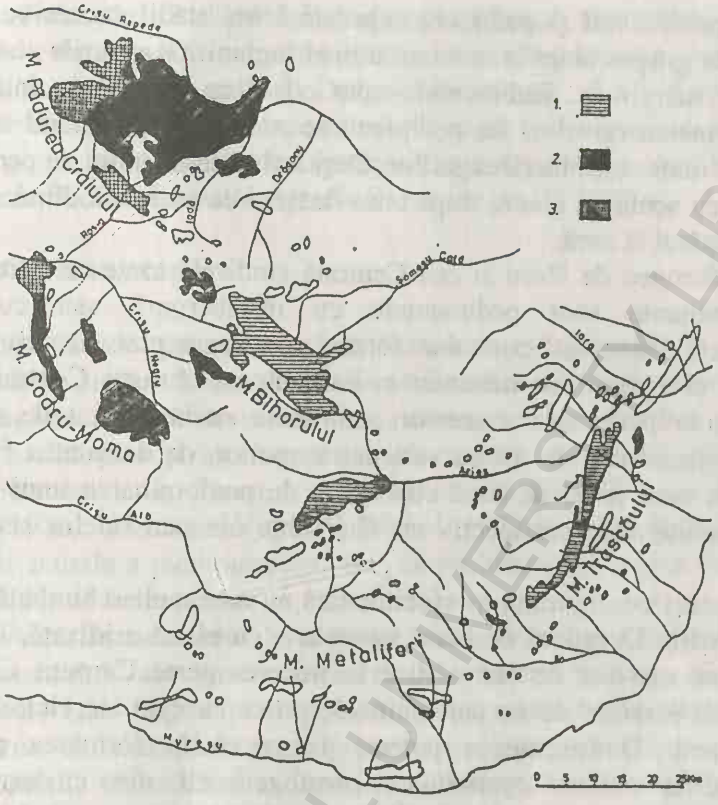


Fig. 35 Suprafeţe de nivelare carstică din Munţii Apuseni (după P. Cocean, 2000).
1. Ciumerna-Scărişoara (1200-1400 m.); 2. Vaşcău-Zece Hotare (600-800 m.); Dumbrăviţa (400-500 m.)

3.4.2 Pedimentele

Formarea şi conservarea unor pedimente în spaţiul carpatic românesc reprezintă o preocupare relativ recentă a reprezentanţilor şcolilor geografice contemporane şi a vizat etapele mai vechi ale evoluţiei reliefului. Gh.Pop (1962) consideră că suprafaţa de nivelare Fărcaşa din Munţii Apuseni ar proveni dintr-o asociere de pedimente (1962), iar în masivul Preluca s-au manifestat condiţii tipice de pediplanare (Gr. Posea, 1962). Suprafeţele nivelate de altitudine medie din Carpaţi pot fi consecinţa unui îndelungat proces de pedimentaţie apreciază P. Coteţ, (1969), iar suprafaţa cea mai veche (denumită „peneplena" carpatică) poate fi considerată ca reprezentând o pediplenă (Gr. Posea şi colab., 1974).

Studiile geomorfologice au confirmat în Dobrogea prezenţa unor pedimente tipice cu inselberguri şi cupole, sub pătura de loess (Gr. Posea, 1980). Pentru ca acest relief să nu se confunde cu cel de glacis,(Geografia României, vol.I, 1983) el trebuie privit într-o scară evolutivă în care

glacisul, pedimentul şi pediplena reprezintă trei stadii succesive în lanţul evolutiv de gragmentare şi nivelare a unei regiuni. Glacisurile sunt nivelări incipiente marginale, pedimentele apar odată cu modelarea interioară şi formarea inselbergurilor, iar pediplena se realizează în stadiul avansat al dispariţiei majorităţii inselbergurilor. Deşi sensul termenului de pediment nu este egal cu acela de glacis, după cum deosebirea esenţială dintre ele nu se referă neapărat la rocă.

Dobrogea de Nord şi cea Centrală confirmă toate cele trei situaţii, însă dominante sunt pedimentele cu inselberguri, sau cu cupole. Pedimentele din această parte s-au format prin fragmentarea aproape totală a podişului şi a munţilor hercinici şi parţială a Dobrogei Centrale de est. Procesele de perfectare a acestor pedimente au beneficiat de o relativă stabilitate tectonică, de marea varietate a rocilor, de densitatea faliilor, de apropierea unui nivel de bază coborât şi de predominarea unui climat cu nuanţe mediteraneene,respectiv cu alternanţe ale perioadelor secetoase şi umede.

Astăzi configuraţia morfoclimatică nu este mult schimbată,având în vedere poziţia Dobrogei de Nord într-o arie cu climă aridizată, impusă de foehnizarea maselor de aer vestice la trecerea peste Carpaţii Curburii şi interferenţa maselor de aer anticiclonale estice cu cele ale ciclonilor est – mediteraneni. De asemenea putem afirma că în formarea pedimente dobrogene a existat continuitate morfogenetică din cuaternar, când temperaturile au oscilat în jur de 0^0 C mai multe luni pe an, până în prezent.

Pedimentele din Dobrogea se prezintă ca suprafeţe uşor înclinate, dispuse în jurul unor inselberguri. Inselbergurile sunt mult mai reduse în suprafaţă, în raport cu pedimentul din jur, se prezintă netede în partea superioară (de exemplu Dealul Mării sau Denistepe), sub formă de cupole şi, de multe ori, reduse sub formă de ace (mai ales în Munţii Măcinului).Sunt apreciate ca veritabile inselberguri şi insulele din interiorul Razimului sau din bălţile Dunării ,înecate de aluviuni. .Întrucât panta pedimentelor se prelungeşte sub apele lacurilor Razim ,Babadag sau sub nivelul Deltei şi Bălţilor Dunării, putem afirma că formarea lor s-a realizat la un nivel de bază mai coborât decât cel actual. Cel mai avansat proces de pedimentare se constată în Depresiunea Nalbant, (Geografia României, vol.I, 1983) a cărei suprafaţă se apropie de o pediplenă ce înconjoară cel mai tipic inselberg – Dealul Mării (270 m). La vest, pedimentele pătrund în Podişul Niculiţel, iar pe latura nordică apar depresiunile-golf, formate din pedimente cu pantă mult mai accentuată, reunite într-o suprafaţă marginală.

Partea vestică prezintă o pedimentare mai avansată şi mai complexă, chiar interiorul Munţilor Măcinului este afectat de pedimentare, iar Depresiunea Cerna întruneşte caractere de bolson. Discontinuitatea

geologică din sudul Podişului Babadag a prilejuit avansarea şi aici a pedimentării, după cum în est, către Razim, ca şi către Dunăre, pedimentele se reunesc în depresiuni-golf. În Dobrogea Centrală, alcătuită în cea mai mare parte din şisturi verzi, aspectele sunt mult mai uniforme. Aici apar cupole largi, nu inselberguri, de la care pornesc lin pante de pediment, mai dezvoltate în Podişul Istriei(Geografia României, vol.I, 1983).

3.4.3 Piemonturile

Noţiunea de piemont a fost introdusă şi aplicată în geografia românească la analiza Piemontului Getic,de către V. Mihăilescu, (1946). Studiile regionale realizate ulterior au pus în evidenţă detaliat principale trăsături morfologice şi morfogenetice ale acestor forme de relief pe tot teritoriul României. Gr. Posea, Valeria Velcea, (1964,1971); Gr. Posea, N. Popescu, (1973), Gârbacea, V (1956), Mac, I (1972,1996) au întregit tabloul cunoaşterii actuale a piemonturilor, fără ca problematica legata de evoluţia şi tipologia lor să fie epuizată.

Cercetările au condus la identificarea mai multor faze de evoluţie: faza piemontului aluvionar, faza de denudare sau a piemontului peneplenizat, faza fragmentării pe verticală a piemontului peneplenizat. Desfăşurarea ciclului piemontan presupune conjugarea sincronă a mai multor condiţii: tectonică, bioclimatică, hidrologică, geomorfologică ,iar evoluţia lor se realizează în două etape ,tectonică şi morfologică. Îndelungata evoluţie a reliefului României a oferit de mai multe ori condiţii favorabile declanşării şi desfăşurării ciclurilor piemontane, dar după edificarea Carpaţilor pot fi luate în considerare, pe baza dovezilor geologice existente, ciclurile miocene şi ciclul pliocen-cuaternar.

În ottnangian şi carpatian, nu a existat o ambianţă favorabilă genezei piemonturilor, atât în avanfosa carpatică, cât şi în aria intracarpatică. La exteriorul Carpaţilor au funcţionat două sectoare cu regim de sedimentare diferit: unul răsăritean, caracterizat prin procese lente de ridicare cu sedimentare de formaţiuni fine, dar în care apar şi fracţiuni grosiere (în culmile Pietricica şi Pleşu), ceea ce indică un regim mai degrabă deltaic decât piemontan, şi un altul sudic, în care mişcările din faza savică tardivă au favorizat desfăşurarea unui ciclu piemontan complet. Conglomeratele şi piemonturile de pe rama Depresiunii Transilvaniei atestă, de asemenea, existenţa condiţiilor de formare a unor piemonturi aluvionare, pe marginea nordică a Carpaţilor Meridionali, sub Culmea Breaza şi Dealurile Năsăudului, pe latura internă a Podişului Someşan,conturate mai degrabă în condiţii fluvial- lacustre (Gr.Pop, 2001).

Ciclul piemontan miocen superior, diferențiat în funcție de condițiile specifice celor trei ramuri carpatice şi ale bazinelor adiacente debutează după fazele stirice, ca urmare a conturării condiției tectonice, respectiv, denivelării de pe latura vestică a Carpaților şi vecinătății Depresiunii Panonice, cu caracter subsident. Instalarea unui regim climatic arid la începutul badenianului a oferit condițiile furnizării materialului piemontan, o acumulare subaeriană intensă.Ulterior, procesele de denudare au dus la distrugerea avansată a piemonturilor, fapt confirmat de cantitatea redusă a depozitelor piemontane incluse în succesiunea stratelor din estul Depresiunii Panonice. Se poate vorbi deci de un ciclu piemontan complet.(Geografia Romaniei, vol. I, 1983). În Bazinul Transilvaniei s-au format, în acest al doilea ciclu miocen, piemonturi întinse, ale căror urme apar la zi în Dealul Feleacului, la poalele Munților Trascăului şi în depresiunile Hațeg-Orăştie şi Petroşani (fig. 36).

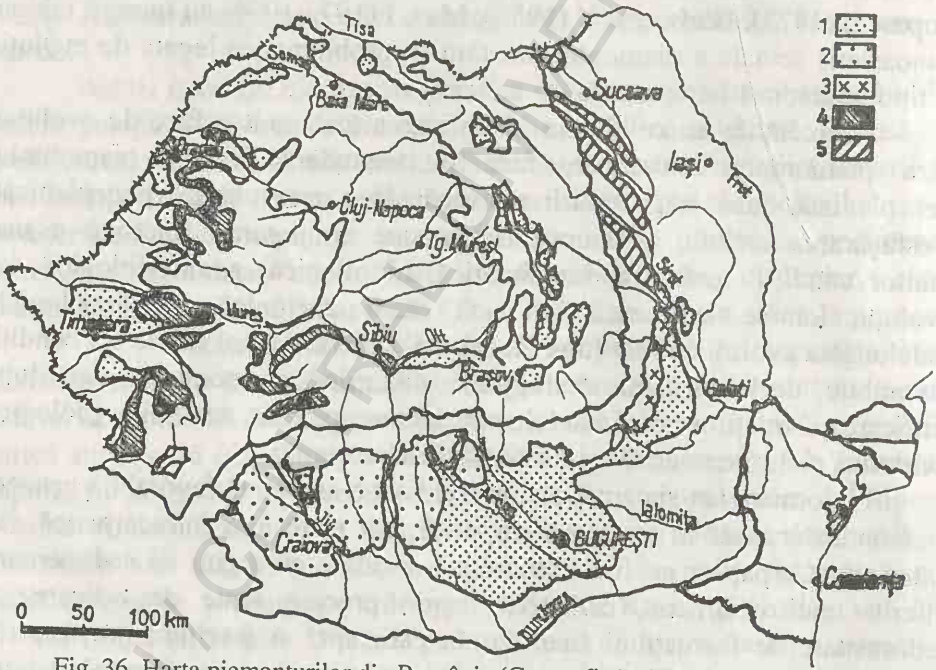


Fig. 36 Harta piemonturilor din România (Geografia României, vol. 1, 1983)
1. câmpii piemontane şi de glacis cuaternare; 2. Piemonturi pliocen-cuaternare; 3. Piemonturi pliocen-cuaternare deformate tectonic; 4. Dealuri provenite din erodaea unor piemonturi; 5. Resturi din piemonturi vechi, miocene.

Pe rama estică a Carpaților Orientali s-a manifestat un ciclu piemontan, în decursul căruia s-a format un piemont asemănător actualului Piemont Getic, în timp ce pe latura sudică a Carpaților nu s-au întrunit condițiile necesare acumulărilor piemontane.

Ciclul piemontan pliocen-cuaternar (*Geografia României,* vol.I, 1983) a debutat cu mişcările rhodanice şi transgresiunea ponţiană, cu predominarea unui climat semiarid şi sub influenţa nivelului de bază în continuă coborâre.

Pe latura vestică a Munţilor Banatului şi a Munţilor Apuseni a început prin formarea unor conuri de dejecţie submerse în lacul ponţian. Pe măsura retragerii apelor s-au format delte, între cele mai mari fiind delta Mureşului. Starea de echilibru a şesurilor deltaice a fost întreruptă de mişcările din faza valahă. Clima de nuanţă mediteraneană uscată a favorizat o eroziune violentă, transport intens şi formarea de depozite grosiere dintr-un amestec de pietrişuri cu bolovani, nisipuri şi argile. Cu toată durata redusă a sedimentării tipic piemontane, aceasta a fost suficientă pentru a da caracter piemontan întregii stive de sedimente, din care cea mai mare parte s-a depus în mediu submers. Stadiul de acumulare piemontană se încheie când se ajunge la o nouă echilibrare a profilurilor, ca urmare a reducerii cantităţii de materiale detritice transportate. Câmpia piemontană formată la marginea vestică a înălţimilor carpatice se menţine un timp în această stare, apoi trece la stadiul următor, de fragmentare şi nivelare.

Condiţii genetice similare s-au realizat şi spaţiul pericarpatic de la Curbură Diferenţierile se datorează în special duratei şi variaţiilor de intensitate din faza acumulărilor subaeriene, dar şi tectonicii, ceea ce duce la diferenţierea grosimii cuverturii pietrişurilor tipic piemontane.

Piemonturile formate exclusiv din acumulări subaeriene sunt mai puţin răspândite în România (E. Vespremeanu, 1983).

Din categoria acestora sunt menţionate: piemontul Cetăţele-Cărpiniş din nordul Depresiunii Copalnicului, format direct pe suprafaţa de nivelare tăiată în formaţiuni badeniene (Gr. Posea, 1962); piemontul Călimanului, format la marginea platoului vulcanic dintr-un strat de bolovănişuri andezitice în amestec cu pietrişuri şi nisipuri, gros de 5 – 6 m (V. Gârbacea, 1956). Ca o varietate a piemonturilor formate din vulcanite sunt cele din Depresiunea Dornelor, în constituţia cărora apare o succesiune de piroclastice şi cenuşi vulcanice, la care se asociază secundar tufuri fine (Tr. Naum, 1967).

Piemonturile formate predominant din *acumulări submerse sunt caracteristice laturii vestice a Munţilor Banatului şi Munţilor Apuseni.* Structura acestor piemonturi (sedimente lacustre, cu nisipuri fine în alternanţă cu argile şi strate cărbunoase, se suprapun unui strat subţire piemontan (4 – 5 m) format din nisipuri, pietrişuri, bolovani blocuri între care se intercalează o crustă feruginoasă), indică natura semiaridă a mediului în care s-a declanşat acumularea subaeriană.

Formarea şi evoluţia piemonturilor a fost influenţată de trăsăturile ramurilor carpatice lângă care s-au format. Dacă cele din latura răsăriteană a Carpaţilor Orientali se prezintă sub forma unui relief colinar cu altitudine de 450-500 m, mărginit de câmpii piemontane sau de glacis Piemontul Râmnicului, îmbracă mai degrabă aspectul unei câmpii piemontane slab fragmentate

Cele mai reprezentative piemonturi sunt formate în pliocen-cuaternar, iar dintre ele. Piemontul Getic are cea mai mare desfăşurare şi este bine conservat morfologic. Acesta se păstrează în podişuri piemontane desprinse de munte, fragmentate în culmi paralele, doaburi, a căror suprafaţă topografică corespunde în foarte mare măsură cu suprafaţa piemontană iniţială. Contactul cu rama subcarpatică se realizează aproape nemijlocit pe toată latura nordică , excepţie de la regulă face doar depresiunea Câmpu Mare - Târgu Jiu.

În aceiaşi generaţie se înscriu şi Piemonturile sau Dealurile piemontane Vestice se desfăşoară între văile Turului şi Nerei .Ele sunt în general restrânse ca suprafaţă şi discontinui, areal prezintă aspectul de câmpii piemontane, provenite din succesiunea a patru-cinci generaţii de glacisuri îmbucate.

Piemonturile intracarpatice recente, pleistocen-holocene, se întâlnesc atât în depresiunile intramontane, cât şi pe rama internă a Depresiunii Transilvaniei. În marea lor majoritate sunt încă funcţionale: Piemontul Săcele, Piemontul Oaşului, Piemontul Sohodolului, etc. În Depresiunea Transilvaniei, mai bine păstrate sunt piemonturile din depresiunile Făgăraşului, Sibiului şi Sălişte, deşi în unele cazuri funcţionează ca glacisuri terasate (N. Popescu, 1990).

Piemonturile din România au reprezentat şi reprezintă unităţile de relief cu cea mai accentuată morfodinamică din spaţiul românesc. Mobilitatea accentuată a reliefului a determinat în mare parte fragmentarea şi distrugerea lor. Numai în Piemontul Getic, trăsăturile piemontane se păstrează, în timp ce piemonturile actuale, funcţionale, sunt mai degrabă conuri de dejecţie bine conturate.

3.4.4 Glacisurile

Desfăşurate la baza unor denivelări (structurale, petrografice, de eroziune), glacisurile s-au format prin procese de denudare şi acumulare în condiţii de climat temperat şi periglaciar. Ele sunt rezultatul retragerii lente a abrupturilor şi constituie suprafeţe de racord, acoperite cu depoite deluviale, ajunse la o pantă generală de echilibru dinamic. Apariţia lor a fost favorizată în perioadele şi pe locurile lipsite de vegetaţie forestieră, de

condiții care au permis dezagregarea, descompunerea și eroziunea areolară într-un ritm rapid. Prin geneză și înfățișare pot reprezenta faze incipiente fie de pedimentație, fie de formare a unor piemonturi locale. Este de presupus că apariția lor aparține fazelor de diminuare a eroziunii în adâncime. S-au putut forma în toate fazele de modelare a reliefului, dar s-au păstrat numai cele tinere, adică cele ce aparțin ultimei părți a pliocenului și cuaternarului, când au avut loc variații climatice foarte favorabile dezagregării, retragerii versanților și acumulării materialelor la baza acestora (Geografia României, vol.I, 1983).

Glacisurile precuaternare sunt în mare măsură distruse, iar cele tinere, cuaternare, sunt bine păstrate și se găsesc pe marginea depresiunilor de contact ori parazitează frunțile teraselor, fie se prezintă sub forma unor piemonturi de acumulare. Glacisurile pleistocene își datorează existența atât proceselor periglaciare, cât și celor manifestate dominant în interglaciare. Ultima generație de glacisuri de climat temperat, din holocen, apar mult mai restrânse ca suprafață. Ele se suprapun unor glacisuri mai vechi, pe care le-au remodelat.

Generația veche de glacisuri, carpatice, s-au dezvoltat sub influența climatului semiarid sau mediteranean (Danian – Egerian) sub nivelul pediplenei carpatice. Având condiții favorabile de dezvoltare, în unele faze au ajuns la îngemănări, dând chiar complexe de suprafețe nivelate (Gr. Posea și colab., 1974).

Cea mai extinsă etapă de formare a glacisurilor a corespuns individualizării suprafețelor carpatice medii, pe fondul înălțării ușoare a munților. Următoarea generație de glacisuri s-a dezvoltat în etapa nivelării suprafețelor inferioare, dispuse cu precădere către periferia unităților muntoase.

Odată cu accentuarea înălțării reliefului în orogeneza valahă, care a stimulat adâncirea grăbită a văilor, procesul de formare a glacisurilor a fost diminuat, dând naștere totuși, unor trepte ulor schițate (dovedite de nivelele de umeri) destul de accentuat fragmentate ulterior. Glacisurile din depresiunile intracarpatice și subcarpatice urmăresc cu fidelitate abrupturile, indiferent de originea lor, dar sunt foarte mult diferențiate în funcție de condițiile geomorfologice locale. În general, rocile mai puțin rezistente și interfluviile mai puțin înalte au permis o mai rapidă retragere a versanților, așa încât s-a ajuns la apariția unor suprafețe de glacis mai întinse și mai accentuat nivelate (fig. 37).

Ariditatea climei din villafranchian și din interglaciarul riss-würm a favorizat dezvoltarea largă a glacisurilor la periferia munților. La fel, instaurarea climatului periglaciar pentru un anumit timp a fost favorabilă retragerii mai rapide a unor abrupturi care au lăsat în urmă glacisuri cu pante

accentuate. Odată cu tăierea teraselor superioare, la țâțâna și sub fruntea acestora au luat naștere glacisuri care au rolul de a atenua trecerea de la interfluvii la fundul văilor. Glacisurile formate pe terasele înalte ale Dunării, Oltului, Jiului și Argeșului (din cuprinsul Subcarpaților, Piemontului Getic și câmpiei înalte), ale Siretului și Bistriței etc. sunt edificatoare în această privință. Condițiile foarte variate de formare s-au soldat cu o neuniformitate generală a acestei noi generații. Unele apar pe rama depresiunilor sau a câmpiei (așa cum sunt cele din depresiunile intracarpatice și subcarpatice din Câmpia Banato-Crișană, din câmpia de glacis de sub poala Istriței etc.) în timp ce altele se dezvoltă, așa cum s-a văzut mai înainte la nivelul teraselor, începând uneori chiar din luncă. În alte cazuri, urmăresc fronturile de cuestă sau denivelările petrografice (în special de roci cimentate, rezistente).

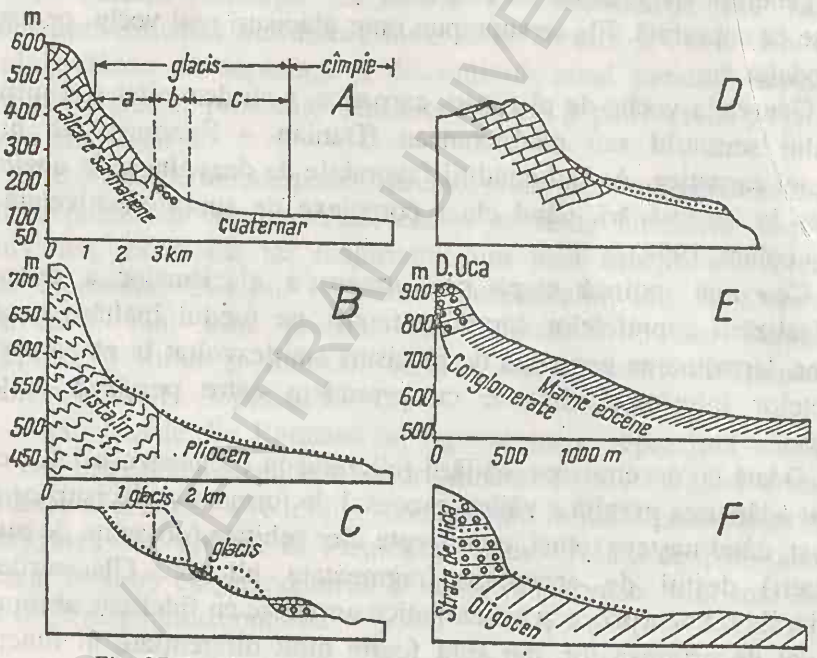


Fig. 37 Profile de glacisuri (după Gr. Posea și colab., 1974)

A. la contactul Dealului Istrița cu cîmpia; B. la contactul Munții Cindrelului cu Depresiunea Sibiului; C. glacisuri de terasă din Depresiunea Almăjului; D. glacis structural sub cuesta calcaroasă din bazinul Văii Căpușului; E. glacis în Depresiunea Loviștei; F. Glacis sub abruptul petrografic al Dealului Vima (Pod. Someșan)

Glacisurile de pe rama depresiunilor sunt bine reprezentate pe latura sudică a culoarului depresionar Făgăraș-Sibiu-Apold în depresiunile Hațegului și Brașovului, în depresiunile Ciucului și Giurgeului, în Depresiunea subcarpatică a olteniei etc. Față de nivelul interfluviilor

principale, incluse depresiunilor, ele pot avea două poziții. Unele se situează imediat deasupra nivelului general al interfluviilor, fiind resturi de glacisuri formate concomitent sau înaintea sculptării depresiunii în dimensiunile actuale. Altele, situate sub nivelul interfluviilor, sunt mai noi decât sculptarea inițială a depresiunii şi au o origine proluvio-deluvială. Cele mai extinse glacisuri peridepresionare s-au format în levantin şi villafranchian, odată cu piemonturile, acolo unde s-au existat condiții prielnice unui transport masiv de pietrişuri.

O categorie aparte este reprezentată de glacisurile de la contactul câmpiilor şi depresiunilor cu subcarpații sau munții, aşa cum sunt cele dintre munți şi Câmpia Banato-Crişană, dintre Subcarpații Curburii şi Câmpia Română. Ele au pantă redusă şi au apărut acolo unde s-au format piemonturi. De obicei sunt diferențiate în fâşii paralele: o fâşie superioară, cu pantă foarte înclinată, extinsă mult pe versantul în dauna căruia s-a format; o fâşie inferioară, cu pantă foarte redusă ce se pierde treptat în câmpie; şi o fâşie intermediară, redusă ca lățime, formată din pătura subțire, în care predomină fragmentele de rocă mărunte şi colțuroase, rezultate ale dezagregării.

Glacisurile de vale grupează pe cele de terasă, de luncă şi de vale propriu-zisă. Cele de terasă se dezvoltă prin retragerea frunții (Gr. Posea, V. Gârbacea, 1961), glacisurile de luncă se înalță lin de la nivelul acesteia, dând văilor aspect de copaie largă. Glacisurile de front structural se dezvoltă sub fruntea cuestelor sau sub abruprurilor de roci rezistente la eroziune (conglomerate, gresii) cum se întâlnesc în Podişul Someşan, în Podişul Moldovei, în Dl. Târnavei Mici şi chiar în Carpați. Acestea sunt în cea mai mare parte periglaciare, conțin o cantitate mare de blocuri şi au în prezent o evoluție lentă. În mare măsură trebuie considerate ca glacisuri de solifluxiune.

3.5 Relieful glaciar

3.5.1. Glaciația şi relieful glaciar – considerații generale

Primele relatări despre relieful glaciar din Carpați sunt consemnate în lucrările geologice de la sfârşitul secolului al XIX-lea când *striațiile*, *blocurile eratice, morenele şi terasele* erau invocate ca singurele dovezi (după P. Lehmann, 1881,1905), G.M. Murgoci, 1898; F. Schafarzik, 1899; V. Popovici-Hațeg, 1899).

Emmanuel. de Martonne (1899, 1906, 1907) aplicând *metoda geomorfologică* consideră circurile şi văile glaciare ca cele mai concludente argumente pentru gheţarii de odinioară (Geografia Romaniei, vol. III, p.136).

Aceiaşi metodă, a fost utilizată şi pentru cercetările din alte masive de către Th.Kräutner (1929) şi S. Pawlovski (1936), întocmind lucrări de sinteză, conturându-se astfel extensiunea fenomenului glaciar în Carpaţi.

Anul 1955, marchează o nouă etapă în analiza reliefului glaciar din ţara noastră, etapă ce se remarcă prin studii analitice, cartări de detaliu la scară mare, *relieful glaciar* reprezentând tema unor (teze de doctorat, n.a) studii întreprinse de Gh. Niculescu (1957-1971), Silvia Iancu (1958-1973), E. Nedelcu (1959-1962), Valeria Velcea (1961), I. Sîrcu (1958-1978), P.Urdea,1990.Concluziile desprinse în urma acestor cercetări având un înalt grad de generalizare, ar putea fi formulate astfel:

- conformaţia generală a Carpaţilor şi fragmentarea lor în masive bine individualizate au făcut ca glaciaţia din pleistocen să aibă un caracter insular: Munţii Maramureşului, Munţii Rodnei, Munţii Călimani, Munţii Ciucaş, Munţii Bucegi, Munţii Piatra Craiului, Munţii Leaota, Munţii Făgăraş, Munţii Iezer, Munţii Parîng, Munţii Lotru, Munţii Cîndrel, Munţii Şureanu, Munţii Retezat, Munţii Godeanu, Munţii Ţarcu, în celelalte masive apare numai în forme incipiente, cu caracter glacio-nival (Munţii Apuseni, Munţii Banatului, Munţii Poiana Ruscă etc.);
- glaciaţia pleistocenă a fost mai puternică în Carpaţii Meridionali, unde relieful atinge 2400-2500 m altitudine, decât în Carpaţii Orientali, unde a afectat numai culmile cu înălţimi de peste 1900 m (Munţii Rodnei, Munţii Maramureşului, Munţii Călimani);
- circurile glaciare şi văile glaciare, cele mai reprezentative forme ale reliefului glaciar introduc variaţie în peisajul geografic al munţilor înalţi, foarte adesea, ele asociindu-se cu întinsele suprafeţe de nivelare ale complexului sculptural Borăscu în munţii Ţarcu, Godeanu, Iezer, ele fiind sculptate la marginea acestora şi constituind ceea ce Emm. de Martonne a considerat "relieful de tip Borăscu", iar ulterior a fost definit ca "tipul Godeanu"
- gheţarii au afectat martorii de eroziune înalţi, transformându-i într-un sistem de creste şi vârfuri piramidale, despărţite de şei adânci ("relieful de tip Făgăraş"), foarte reprezentativ (fig. 38) în munţii Retezat, Parîng.

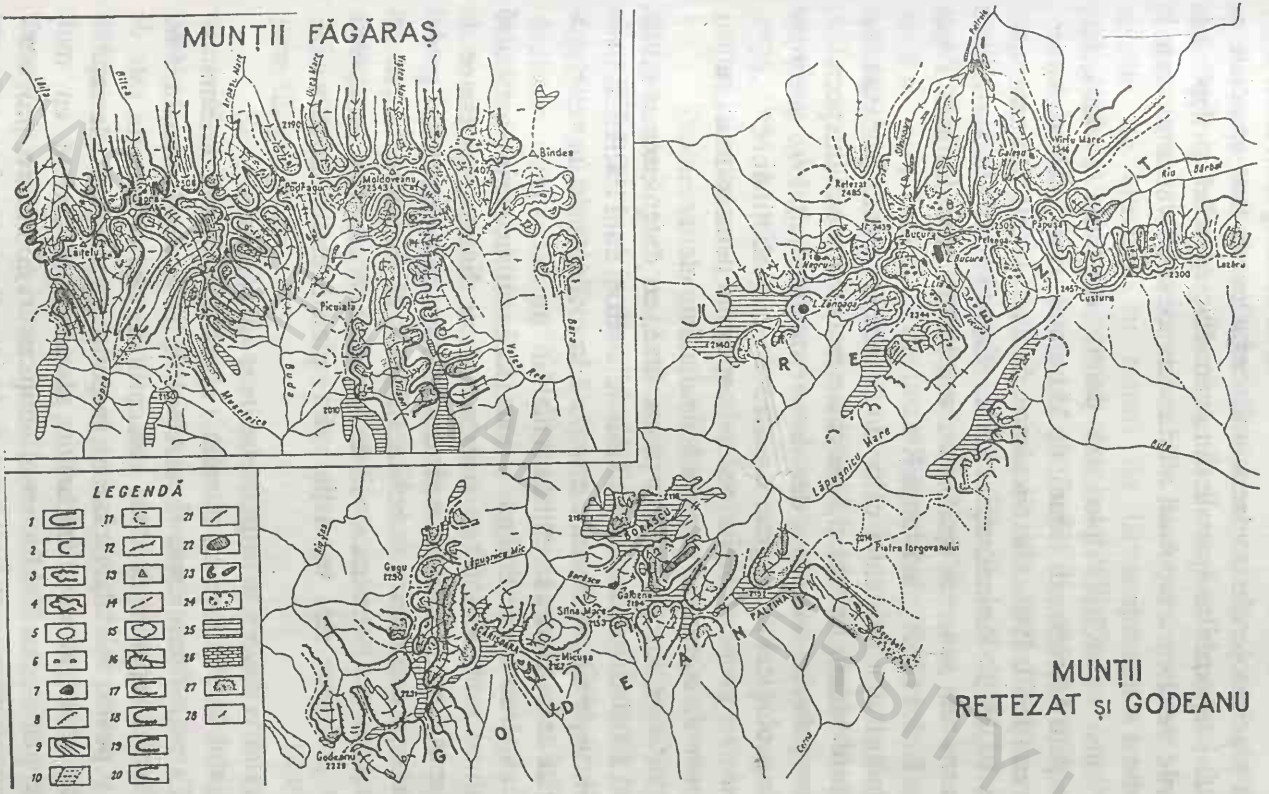


Fig38 Munții Făgăraș Harta reliefului glaciar în M. Făgărașului (după E. Nedelcu) și M. Godeanu-Retezat (după Gh. Niculescu)
1. depresiuni glaciare; 2. circuri glaciare; 3. circuri complexe; 4. asociații de circuri; 5. martori; 6. roci mutonate; 7. lacuri de origine glaciară; 8. praguri glaciare și glacio-nivale; 9. terase glaciare; 10. Nivele de orizont glaciar; 11. circuri glacio-nivale; 12. creste (cursuri); 13. piscuri piramidale 14. Culmi montane; 15. suprafețe modelate de ghețari de platou; 16. Cote transfluente glaciare; 17. Depresiuni și circuri consecvente; 18. Depresiuni și circuri subsecvene; 19. despresiuni și circuri obsecvente; 20. Depresiuni și circuri "indiferente" sub raport structural; 21. Preguri eroziv-structurale; 22. Morene glaciare; 23. morene frontale și laterale; 24. depresiuni fluvio-glaciare; 25. suprafețe de denudație; 26. forme carstice în depresiuni glaciare; 27. grohotișuri; 28. direcția de înclinare a depozitelor sedimentare.

3.5.2. Fazele glaciare şi vârsta glaciaţiunii carpatice

Fazele glaciare şi vârsta glaciaţiunii carpatice au fost apreciate pe baza interpretării raporturilor spaţiale dintre formele de relief şi depozitele glaciare, tipurile de circuri, raporturi altimetrice, aspectul văilor glaciare în profil longitudinal şi transversal.

Majoritatea cercetărilor pledează pentru existenţa a două faze glaciare în Carpaţii Meridionali (Emm. de Martonne - 1907, Th. Kräutner - 1929, V. Velcea - 1959, 1961, Gh. Niculescu şi colab. 1960),alţii pentru trei faze glaciare, în M-ţii Rodnei, opinează L. Sawicki (1912) şi I. Sîrcu (1978),iar pentru una sau mai multe faze argumente aduc Grigore Posea (1981) şi Petre Urdea (2000), în Munţii Retezat

În demonstrarea existenţei celor două faze (respectiv trei sau mai multe faze pentru Munţii Rodnei şi Munţii Retezat) se invocă în special: *a) argumente morfologice directe* din zona montană şi *b) indirecte* (palinologice, speologice) din regiunile neafectate de glaciaţiuni.

Argumentele geomorfologice ce vin în sprijinul demonstraţiei sunt:

. - dispunerea morenelor terminale pe două nivele

Etajul inferior – reprezentând prima fază, cu extensiune maximă, este situat la 1300-1450 m în Carpaţii Meridionali şi la 1100-1350 m în Munţii Rodnei; vechimea morenelor este pusă în evidenţă de un relief mai şters, fragmentat de eroziunea torenţială actuală.

Etajul superior reprezentând a doua fază, cu extensiune maximă redusă, este situat la 1500-1600 m şi este alcătuit dintr-o succesiune de valuri morenice mai puţin atacate de eroziune. Etajarea morenelor şi gradul diferit de alterare a depozitelor marchează două faze distincte, în cea din urmă remarcându-se cel puţin trei stadii de retragere care au fost confirmate de spectrele polinice ale vegetaţiei din pleistocenul superior (M. Cârciumaru, 1980).

. – prezenţa a două generaţii de circuri şi văi glaciare

În sprijinul acestei teze menţionăm : observarea făcută de Emm. de Martonne în Carpaţii Meridionali (Les Alpes de la Transylvanie) a *două generaţii de circuri* separate de două categorii de văi; observaţia este de altfel valabilă şi pentru celelalte perimetre carpatice cu urme ale glaciaţiunii cuaternare, respectiv prezenţa circurilor glaciare suspendate cu mult deasupra văilor mari; *caracterul lobat* al unor circuri complexe, provocate de instalarea temporară a eroziunii torenţiale în interglaciar şi de reocuparea noilor forme de către firn în perioada glaciară următoare; *prezenţa ulucului* care brăzdează fundul marelui circ complex al Bucurei în Retezat, ca şi cele *două rânduri de umeri glaciari*, corespunzând cu morenele frontale din văile Capra şi Arpăşel din Făgăraş.

Argumente indirecte ce vin în sprijinul afirmației existenței a cel puțin două faze glaciare ar fi:

-prezența depozitelor pleistocene care pardosesc patul Grotei Mari din Peștera Ialomiței (Bucegi). Aici au fost depistate două cruste de croncreționare, formate probabil în două faze glaciare, separate de un orizont de aluviuni cu resturi de Ursus pelaeus, acumulate într-un interglaciar (Valeria Micalevich-Velcea - 1959, 1961).

- *evidențierea* (în cadrul profilului din apropierea localității Vad – Depresiunea Făgăraș) *a două orizonturi de pietrișuri grosiere* depuse aici în timpul a două faze glaciare de către râurile ale căror obârșii fragmentau depozitele morenice din Munții Făgăraș, separate, de un orizont de lut argilos, care indică o depunere într-o fază climatică interglaciară (V. Mihăilescu și colab., 1950).

- *analizele de polen* efectuate în diferite puncte din țară au permis schițarea evoluției vegetației și climei în pliocen și cuaternar (Emil Pop – 1936, 1954; M. Cârciumaru, 1980), în care se remarcă două răciri climatice majore, echivalente cu două perioade glaciare.

Problematica glaciațiunii carpatice devine mult mai complexă în datarea cronologică, respectiv a vârstei acestei glaciațiuni, întrucât nu există un paralelism între poziția și racordul morenelor frontale cu conurile de dejecție sau terasele fluviale, din Alpi sau Tatra. Complexele de forme și depozite fluvio-glaciare din Carpați rămân izolate la înălțimi mari, în interiorul zonei muntoase, departe de regiunile joase de dealuri și de câmpie, unde problema dotării ar prezenta mai multă certitudine.

Cei mai mulți cercetători înclină pentru faza de extensiune maximă a glaciației în Carpații Românești ca fiind *riss,* vârstă corespunzătoare etajului inferior de morene, deși nu a putut fi documentată palinologic, iar cea de-a doua vârstă *würm* în care s-ar distinge trei stadii deja argumentate paleofitogeografic.

Se manifestă în continuare rezerve pentru prezența unor faze prerissiene, mai puțin intense (I.Sîrcu - Rodnei, Gh. Niculescu - Godeanu, Silvia Iancu - Parîng) cel puțin din următoarele motive:

-. considerăm că în prima parte a pleistocenului Carpații nu se ridicaseră suficient pentru a depăși nivelul zăpezilor perene;

-. întrucât argumentele privind înălțarea Carpaților cu 500-600 m în *interglaciarul Mindel-Riss* aproximativ 40 000 ani, ar fi presupus o viteză de ridicare de 13 mm/an, ceea ce reprezintă foarte mult, nu putem admite o fază *mindell.*

-. altitudinea și poziția numeroaselor circuri glacionivale indică pentru faza glaciațiunii maximă *limita zăpezilor perene* la circa 1750-1800 m în Carpații Meridionali și la circa 1500-1550 m în M-ții Rodnei. În cea

de-a doua fază glaciară, ea se găsea mai sus: la circa 2050 m în Carpații Meridionali și circa 1825 m în Munții Rodnei.

Gr. Posea, 1981, emite ipoteza existenței unei *singure glaciații*, și anume würm, când nivelul Mării Negre a ajuns la – 130 m și intensitatea glaciației a fost în măsură să creeze actualul relief glaciar. Aliniamentele de umeri de vale din lungul văilor glaciare din Masivul Făgăraș sunt interpretate ca fiind de natură periglaciară, formate ca urmare a retragerii versantului, prin dezagregări, imediat mai sus de limba ghețarului, uneori și a circurilor (nu ca resturi ale unei văi sculptate de ghețar anterior, în faza riss).

Întrucât circurile suspendate de pe aceiași vale se racordează amunte cu obârșia limbii glaciare este de presupus că acestea au funcționat în același timp și nu în faze diferite. În plus, unele circuri suspendate au și văi glaciare incipiente care se întâlnesc cu valea principală la nivelul umerilor, dovedind o existență concomitentă.

Delimitarea mai multor faze, materializate în morene sau în pânze de pietrișuri din depresiunile submontane, este pusă pe seama diferențelor de regim din timpul anaglaciarului, maximul glaciar și cataglaciarului.

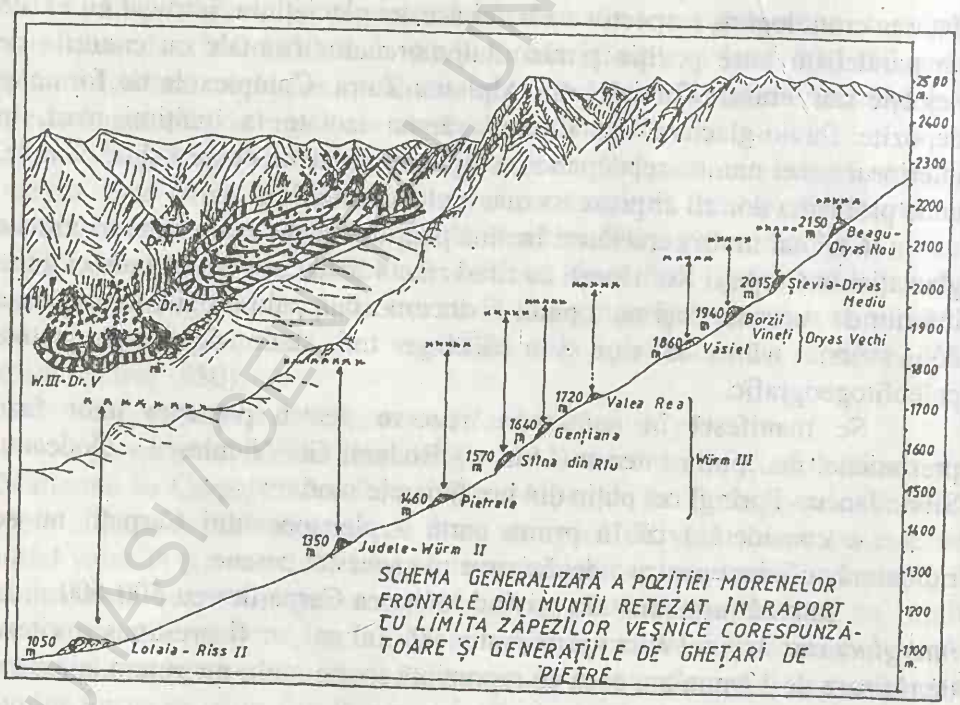


Fig. 39 Poziția morenelor frontale din munții Retezat Și altitudinea limitei Zăpezilor veșnice (după P. Urdea, 2000).

Elementele specifice morfologiei glaciare complexe a Retezatului sunt în măsură să indice desfăşurarea unei glaciaţii grandioase în această parte a Carpaţilor (P. Urdea, 2000, p.157), derulată în mai multe faze (Fig. 39), dovadă fiind atât formele glaciare majore îmbucate (circurile şi văile glaciare) cât şi existenţa unor morene frontale la altitudini cuprinse între 1035 m şi 2150 m, valea Pietrele fiind un bun teren de exemplificare

Rezultatele cercetărilor profesorului Urdea au condus la ideea că cea mai amplă fază glaciară a fost faza Lolaia, sincronă cu faza Riss II a glaciaţiei alpine, gheţarii coborând până la 1035-1100 m, iar limita zăpezilor permanente se afla la 1646 m altitudine. Climatul rece şi umed al acestei faze, demonstrat de temperatura medie a lunii iulie (- $3,2^0$ C la 2180 m, 1,2 ^{0}C la 1450 m şi de $6,4^0$ Cla 581 m altitudine), a favorizat dezvoltarea unor gheţari complecşi, de tip alpin, ale căror dimensiuni sunt ccomparabile cu cele ale unor gheţari din Munţii Alpi.A doua fază glaciară este denumită Judele şi aparţine unui Wurm II, pentru ca o a treia fază glaciară Wurm III fie argumentată de o temperatură a lunii iulie de - $2,1^0$ C la 2180 m, datorită unor cantităţi mici de precipitaţii(M. Cârcimaru,1980).

În faza Valea Rea, situată la sfârşitul Wurmului, gheţarii aveau limbi glaciare scurte care coborau până la 1720 - 1750 m, limita zăpezilor veşnice situându-se la 1988 m. La începutul Dryasului Vechi, în faza numită Văsiel, au existat doar gheţari de tip pirenaic, cu limbi extrem de scurte, care coborau până la 1860-1875 m, pentru ca în faza Beagu, desfăşurată în Dryasul Nou, doar circurile mai înalte păstrează mici gheţari lentiliformi, cu patul aflat la peste 2150 m, gheţari de nişă sau câmpuri reduse de firn (P.Urdea, 2000).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Schema de corelaţie a fazelor glaciare din Munţii Retezat cu cele din Munţii Tatra şi Munţii Alpi
The scheme of correlation of the glacial phases in the Retezat Mts with those in the Tatra Mts and the Alps during the Upper Pleistocene

Munţii Retezat			Tatra Mountains (Halouzka, 1977)			Alps Mountains (Glückert, 1987)	Stratigraphy
a	b	c	a	b	c	a	d
Beagu Ştevia	2150 2105	2203 2136	H WH Polana pod Vysokou II	2022 1838 1838	2201 2075 2075	Kromer Egesen Daun	Preboreal Dryas Nou Dryas Mediu
Borzii Vineţi Văsiel	1940 1860	2103 2058	Polana pod Vysokou I Rybi potok	1544 1449	1902 1825	Gschnitz-Clavadel Flisur-Steinach	Dryas Vechi
Valea Rea Genţiana Stâna de Râu Stânişoara-Pietrele	1720 1640 1570 1440	1988 1948 1914 1838	Prostredna polana II Prostredna Veza Tatranska-Lomnica	1350 1310 1213 1102	1759 1740 1683 1640	Konstanz-Hurden-Bühl Zürich Stein am Rhein Schaffhausen	Würm III
Judele	1335	1783	Stosy	1094	1631	Aying	Würm II

a, faza glaciară; b, altitudinea morenei terminale; c, limita zapezilor perene; d, stratigrafia pentru centrul şi nordul Europei.
a, glacial phase; b, altitude of terminal moraine; c, snow-limit; d, stratigraphy for Central and Northern Europe.

Fig. 40 Schema de corelaţie a fazelor glaciare din Munţii Retezat – Munţii Tatra –Munţii Alpi(P. Urdea, 2000, "Munţii Retezat. Studiu geomorfologic", pag.158)

3.5.3. Geneza şi dezvoltarea reliefului glaciar

Fazele tectonice desfăşurate în pliocen şi la începutul cuaternarului, precum şi răcirea climei au determinat instalarea zăpezilor perene şi apariţia gheţarilor, astfel că sistemul de modelare pluviofluvial din pliocen de pe cele mai mari înălţimi ale Carpaţilor a fost treptat înlocuit cu sistemele de modelare glacionival şi glaciar(Geografia Romaniei,vol. III. p. 136).

Procesele crionivale au fost primele care au început modelarea reliefului preglaciar din Carpaţi.

Formarea nişelor de nivaţie pe marginea suprafeţelor superioare de nivelare şi la obârşia văilor au schiţat primele *circuri glacionivale*. Acestea au constituit locurile de origine din care gheţarii au invadat văile fluviatile. Morfologia de detaliu a suprafeţelor de modelare a determinat formarea pe alocuri a unor mici gheţari de platou, care alimentau gheţarii de circ (I. Sîrcu, 1978).

BCU CLUJ-NAPOCA BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Acumularea zăpezilor şi neveurilor s-au produs cu precădere pe versanţii de N, E şi SE, adăpostiţi faţă de direcţia generală a vântului, unde insolaţia era mai redusă.

Eroziunea glaciară (exharaţia) a prelucrat intens văile. Acestea au fost lărgite, căpătând profil transversal în formă de "U", iar de-a lungul talvegurilor au apărut trepte şi praguri. Modelarea interfluviilor a avut loc datorită proceselor crionivale, gelivaţia producând degradarea intensă a versanţilor stâncoşi, mai ales în masivele muntoase, alcătuite din roci gelive (granite, granodiorite, calcare, şisturi cristaline etc.) şi a culmilor înalte, transformându-le în creste ascuţite şi piscuri semeţe cu aspect ruiniform. Procesele crionivale au avut un rol deosebit în eliberarea unui imens material detritic, transportat şi prelucrat de gheţari, care a fost depus sub forma morenelor. Dintre acestea, cele frontale sunt mai numeroase şi mai reprezentative. Ele sunt alcătuite dintr-un material eterogen (blocuri mari şi mici, pietrişuri, nisipuri grosiere şi un procent redus de argilă). Gradul de rulare a blocurilor dovedeşte un transport de la mică distanţă.

Acţiunea torenţilor subglaciari este atestată de prezenta depozitelor stratificate, dispuse la capătul unor circuri sau văi glaciare, fiind uneori acoperite cu depozite morenice.Tot ei i se atribuie rotunjirea uneori foarte accentuată a blocurilor din morenele terminale, precum şi aspectul plat pe care-l are suprafaţa unor depozite situate la periferia văilor glaciare.

Dezvoltarea gheţarilor, circurile şi văile glaciare au determinat lărgirea treptată a ulucurilor glaciare, acestea ajungând de obicei, la lăţimi de 600-800 m. Adâncimea ulucurilor, raportată la umerii glaciari care îi însoţesc, demonstrează o grosime maximă a gheţarilor de 100 – 200 m (Gh. Niculescu şi colab., 1960).

Grosimea gheţarilor a variat din loc în loc, în funcţie de neregularităţile terenului. Trebuie însă menţionat că eroziunea glaciară nu a reuşit să şteargă total şi pretutindeni unele trăsături morfostructurale ale reliefului preglaciar. Acest lucru este demonstrat de asimetria circurilor a văilor glaciare subsecvente, situaţie des întâlnită în regiunile în care formaţiunile sedimentare se asociază celor cristaline (Ţarcu, Bucegi, Parîng), dar şi în cazul unor formaţiuni cristaline, cu înclinări destul de mari (M-ţii Făgăraş, Iezer).

Caracterul consecvent, absecvent sau diasecvent al circurilor este bine marcat în configuraţia reliefului, atât de ansamblu cât şi de detaliu.

Intercalaţiile de roci dure (amfibolite, cuarţite, gnaise, etc.) se înscriu în relief prin brâne şi praguri; predominarea şisturilor cristaline, dar mai ales a rocilor granitice, determină abundenţa grohotişurilor (Retezat, Parîng, Făgăraş) iar calcarele complică morfologia de detaliu a circurilor, prin formele carstice şi clastocarstice.

După dispariția ghețarilor, relieful eliberat de gheață a început să fie atacat de noi procese de modelare, o parte din formele minore a fost distrusă sau îngropată sub cuverturi de material detritic. Cu toate acestea însă, relieful major a fost suficient de bine conservat pentru a se impune în peisajul geografic al Carpaților(Geografia Romaniei, vol. III, p. 138).

3.5.4. Modelarea glaciară în Carpați

Morfologia reliefului glaciar în Carpați, rezultantă a glaciatiei cuaternare materializează activitatea a cel puțin două tipuri majore de ghețari:

a) de vale (tip alpin), frecvent în zonele N, NE ale unor masive: Rodna, Călimani, N, NV Carpații Meridionali;

b) de circ (tip pirenian) – unde acumularea zăpezii s-a realizat pe flancurile vestice şi sudice (Carpații Meridionali), iar cantitatea de zăpadă a fost mai mica.

Un al treilea tip este argumentat în lucrările lui N. Macorovici (Munții Ceahlău) şi Valeria Velcea (Munții Bucegi) ca fiind ghețarii de platou, de *tip islandez,* tip care rămâne doar ipotetic prezent, întrucât absența unor argumente geomorfologice, nu poate depăşi stadiul ipotetic.

În morfologia reliefului glaciar (fig. 41)se impun forme *specifice eroziunii* glaciare (exarație), cele mai numeroase şi mai evidente; dar şi forme de acumulare, acestea din urmă în mare parte au fost afectate şi uneori înlăturate prin eroziunea torențială şi fluvială postglaciară.

Circurile glaciare şi văile glaciare sunt formele de eroziune cele mai caracteristice şi mai evidente din Carpații românești, aspect consemnat şi în toponimie prin termenii populari de căldări, găuri, groape, scoabe, hârtoape, cățunuri, zănoage.

Conformația, poziția şi dimensiunile circurilor variază în funcție de relieful preglaciar şi de condițiile de acumulare a zăpezilor în pleistocen.

BCU IAŞI / CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

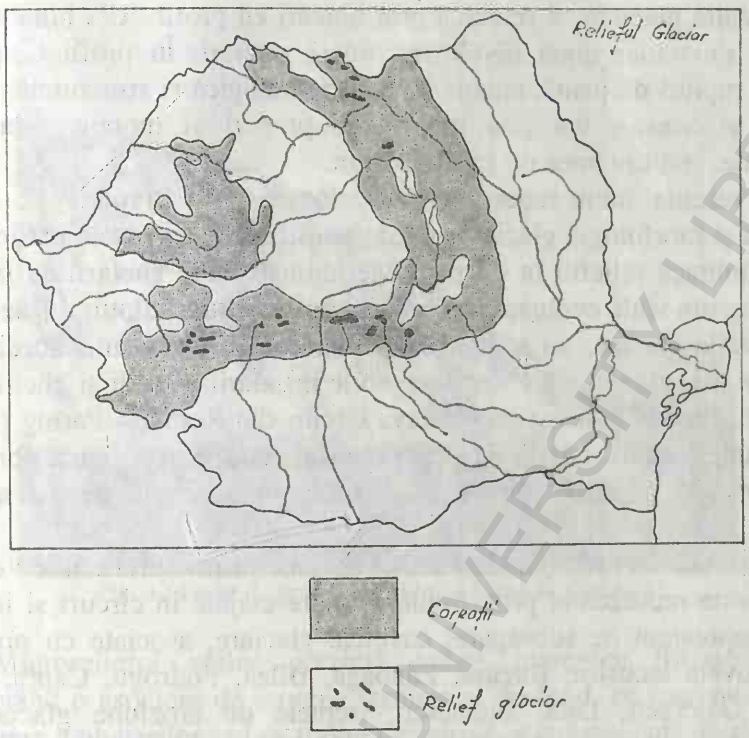


Fig. 41 Răspândirea reliefului glaciar în Carpați

Conformația, poziția și dimensiunile circurilor variază în funcție de relieful preglaciar și de condițiile de acumulare a zăpezilor în pleistocen.

Se disting astfel *circurile simple*, dispuse în mod frecvent pe marginea suprafețelor de nivelare în care sunt sculptate (fig. 38). Aspectul lor de nișă este dat de abrupturi semicirculare și de fundul rotunjit, în care se remarcă uneori una sau două trepte abia schițate. Acest tip este reprezentativ în masivele Țarcu, Godeanu, Parîng, Bucegi, Rodna și pe versanții sudici ai Făgărașului și Iezerului. Foarte adesea sunt suspendate deasupra văilor glaciare adânci și evoluate.

Circurile complexe (conjugate sau lobate) pun în evidență un grad mai avansat de modelare glaciară și apar cu preponderență în masivele de peste 2300 m altitudine (Retezat, Parîng, Făgăraș). Sunt mai largi și mai adânci și au un contur festonat (ex.: circurile Bucura, Găuri și Roșiile din Parîng, etc.).

Văile glaciare se întâlnesc în prelungirea circurilor și se impun în relief prin dimensiuni, fiind consecința unor ghețari puternici, rezultați din unirea ghețarilor de circ, au lungimi de 3-5 km sau chiar 6-8 km (Retezat, Făgăraș).

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

Văile glaciare se remarcă prin ulucuri cu profil "U", bine conturate de unul sau chiar două nivele de umeri glaciari. În profil longitudinal prezintă rupturi de pantă, uneori de natură litologică şi structurală. Sectorul inferior al acestor văi este marcat de praguri şi morene relativ bine conservate, la altitudinea de 1500-1350 m.

Prezenţa unui raport de subordonare între treptele de nivelare carpatică şi morfologia glaciară este demonstrată de aspectele particulare pe care le îmbracă relieful în Carpaţii Meridionali unde gheţarii au invadat o bună parte din văile evoluate aparţinând complexului sculptural Râu-Şes.

Văile glaciare au o dezvoltare mai mare pe versanţii nordici, unde condiţiile topoclimatice au fost favorabile instalării zăpezii şi gheţii perene. Excepţie prezintă în acest sens câteva circuri din Rodna – Parîng (instalate pe versanţii sudici) şi M-ţii Făgăraş unde versantul nordic foarte abrupt nu a permis instalarea lor, în timp ce pe cei sudici mai domoli, gheţarii ating 6-8 km.

Formele simple (elementare) şi în general microrelieful de eroziune glaciară este reprezentat prin: trepte glaciare etajate în circuri şi în lungul văilor; depresiuni de subsăpare; cuvetele glaciare, asociate cu praguri ce închid cuvete lacustre: Bucura, Zănoaga, Bîlea, Podrogu, Capra, Călţun, Roşiile, Gâlcescu, Lala, Buhăescu; treptele de eroziune glaciară sunt separate de praguri cu altitudinea până la 200 m, marcând racordul între circurile suspendate şi ulucurile văilor glaciare sau racordul în văile glaciare şi văile fluviale actuale;

Uneori aceste praguri constituite din roci dure au fost şlefuite de gheţarii în mişcare prezentându-se astăzi ca mici proeminenţe, lipsite de sol sau cu un sol subţire, cunoscuţi sub denumirea de "berbeci glaciari" (roches moutonneés), şei de transfluenţă glaciară prezente în:Parîng (între V. Urdele şi Muntinu), Făgăraş (obârşia Pojarei), Bucegi (între V. Mălăeşti şi Ţigăneşti); Rodna (la izvoarele Anieşului); prezenţa unor suprafeţe slab înclinate cu urme de şlefuire glaciară în vecinătatea unor circuri pledează pentru prezenţa unor mici gheţari de platou, care alimentau gheţarii de circ şi de vale (Emm. de Martonne,1909, Gh. Niculescu – 1971,).

Formele de acumulare sunt reprezentate de morene. *Morenele frontale* (terminale sau stadiale) se păstrează în cea mai mare parte într-o fază avansată de distrucţie realizată de eroziunea postglaciară, menţinându-se în forme tipice, în munţii Bucegi (V. Ialomiţei), Retezat (V. Pietrele), Godeanu (văile Soarbele, Olanului, Vlăsiei), Făgăraş (văile Capra, Buda, Bîndea, Zîrna, etc.), Iezera (Văile Groapelor, Iezer) unde poate fi idendificată cu uşurinţă arcuirea valului morenic.

Morenele laterale sunt mai rar întâlnite fie fiind îndepărtate prin eroziunea postglaciară, fie sunt mascate de grohotişuri şi depozite de pantă.

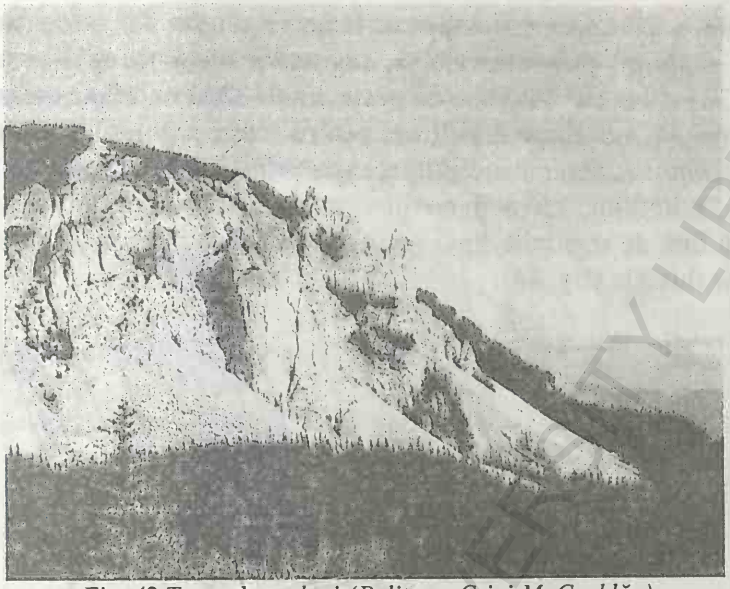


Fig. 42 Trene de grohotiş(Poliţa cu Crini-M. Ceahlău)

Microrelieful văilor prezintă valuri morenice dispuse haotic, reprezentând o asociere de morene stadiale şi de fund, ce marchează etape de retragere a gheţarilor sau de topire definitivă, etapă marcată de altfel şi de prezenţa blocurilor eratice mari (văile Retezatului).

În afara formelor glaciare tipice, au fost semnalate forme mixte: glacio-nivale pentru altitudini de 1750-1850 m; circuri evazate, terase fluvio-nivale sau glacio-nivale, trene de grohotiş ce parazitează baza abrupturilor trogurilor glaciare (Fig. 42),

3.6 Relieful periglaciar

3.6.1. Fenomenul periglaciar – conţinut şi specificitate în spaţiul românesc

Termenul de periglaciar, introdus la începutul secolului al XX-lea pentru a indica poziţional arealul cu procese specifice climatului de la periferia calotelor glaciare actuale, a fost lărgit ulterior şi aplicat şi altor regiuni cu condiţii climatice similare, uneori până la distanţe de 2000-3000 km de marginea gheţurilor veşnice (Siberia) pe măsura identificării suprafeţelor cu permafrost.

Fără a neglija ultimele păreri , care acordă termenului de *periglaciar* o mai mică importanţă *poziţiei* şi pune accentul pe condiţiile climatice de

desfăşurare a proceselor (temperaturi medii anuale 0°) – considerăm că aplicarea noţiunii, prin echivalenţă, regiunilor restrânse şi insulare de pe culmile Carpaţilor cu altitudine de peste 2000 -2200 m, aflate astăzi în plină zonă temperată, *este forţată*. Folosim pentru aceste regiuni termenul de *zonă* sau *etaj crionival*, desemnând prin aceasta principalele procese de modelare actuală a reliefului, cu acţiune discontinuă (sezonieră) şi cu amploare diminuată faţă de regiunile tipic periglaciare, în antiteză cu zona sau etajul proceselor fluviale (fig. 44).

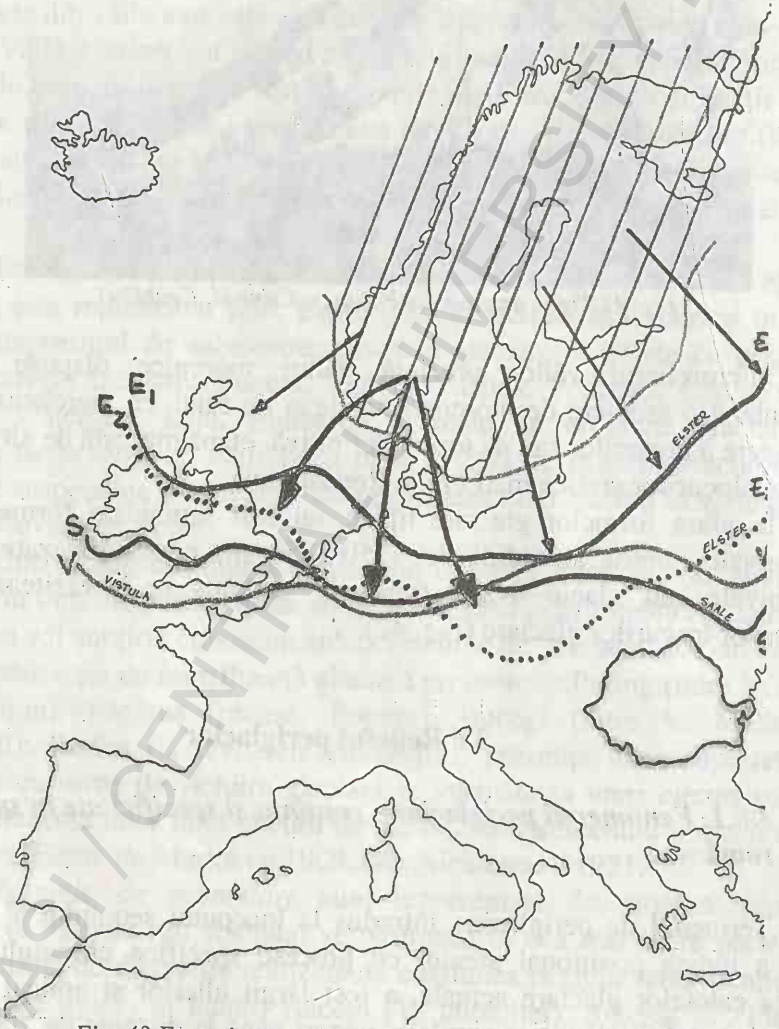


Fig. 43 Extensiunea calotei glaciare pleistocene în Europa

Noţiunea de *periglaciar* o păstrăm numai pentru pleistocen (fig. 43), când teritoriul României se găsea într-un climat rece şi când solul se afla pe

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

mari suprafețe într-un regim de îngheț permanent (permafrost), fapt dovedit în depozite prin gelifracte, solifluxiuni, structuri specifice, etc.

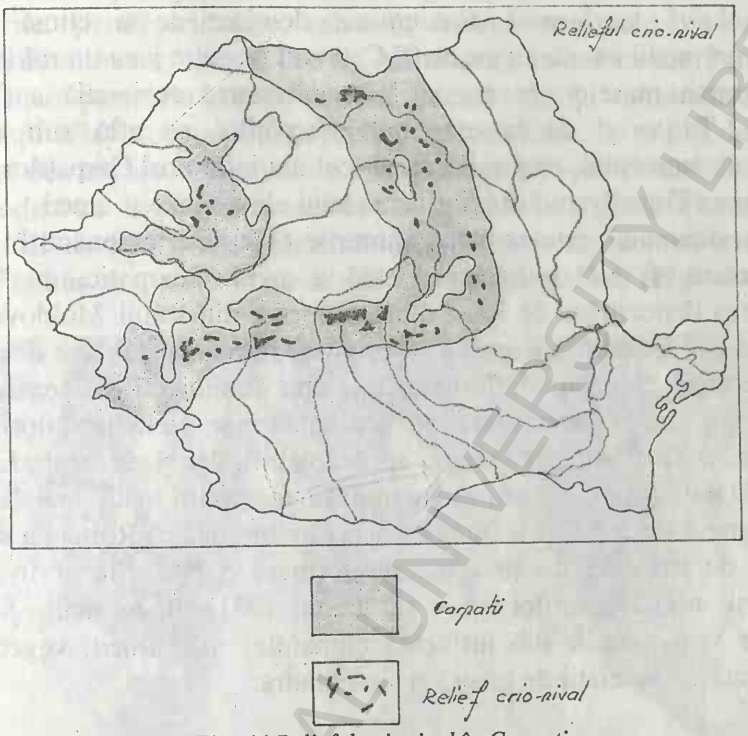


Fig. 44 Relieful crionival în Carpați

Deşi în literatura de specialitate sunt menționate unele structuri periglaciare atribuite perioadelor günz (P.Coteț, 1960, 1976) şi mindel (Ana Conea, 1970) foarte probabil că cele mai multe datează din faza *riss,* când, conform părerilor unanime, climatul rece a permis instalarea ghețarilor pe culmile carpatice şi a generat numeroase structuri periglaciare pe o suprafață întinsă, cu deosebire în complexele de loessuri şi soluri fosile din Câmpia Română şi Dobrogea, dar şi din alte regiuni.

În general pentru perioada riss, dar mai ales pentru mindel şi riss, dovezile sunt insuficiente pentru atestarea unor structuri glaciare, în schimb pentru würm, mai ales ultima parte a acesteia, există date suficiente referitoare la depozite şi structuri periglaciare, la forme şi procese, formațiuni vegetale, la existența şi activitatea omului, date pe baza cărora s-a încercat reconstituirea condițiilor morfogenetice din würm.

Studiile mai detaliate apar după 1950, care acoperă în întregime teritoriul țării, în special perimetrele aflate sub acțiunea proceselor periglaciare. Unele procese periglaciare s-au desfăşurat în prezența unui

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

pergelisol, care putea să fie anual sau bianual, iar altele legate de procese de îngheț mai slab.

La sfârșitul pleistocenului, teritoriul României se situa în domeniul *perigelisolului continental discontinuu*, dominat de o climă rece cu temperaturi medii anuale în jur de 0° C. Arcul carpatic juca un rol important în deplasarea maselor de aer și în manifestarea regională a factorilor climatici. Teritoriul de la exteriorul Carpaților se află sub influența climatului continental, rece și uscat, iar cel din interiorul Carpaților inclusiv Depresiunea Transilvaniei sub influența unui climat rece și umed.

În domeniul extracarpatic, vânturile puternice acționând în condiții de uscăciune și sub influența directă a arcului carpatic, au favorizat acumularea depozitelor de loess din Dobrogea, din sudul Moldovei și din partea de est a Câmpia Română, precum și formarea dunelor din estul și vestul acesteia. Sub raport floristic, asociația dominantă era cea a stepei, existența ei fiind demonstrată de prezența unor elemente floristice ca *Artemisia sp.* (pelinul) și *Esphedra sp.* (cârcelul), dar și elemente faunistice ca *Pupilla muscorum,* elemente care indică temperaturi medii anuale de 0°C. Analiza granulometrică și texturală a depozitelor arată că România se află în regiunea de tranziție dintre ariile de formare a prafurilor prin procese criegice și aria loessurilor tipice (I. Ichim, 1971). În regiunile joase din partea de vest a țării, sub influența climatului mai umed, vegetația era reprezentată de asociații de tundră și silvotundră.

3.6.2 Regionarea reliefului periglaciar în România

Oscilațiile climatice din pleistocen sunt reflectate de fazele glaciare, în cadrul cărora au existat stadii cu climă rece și interstadii cu climă caldă precum și de fazele interglaciare.

În unele faze reci, Carpații au fost acoperiți de zăpezi permanente și la obârșia văilor au existat ghețari (în riss și würm); în perioadele calde (interglaciare și interstadiale), ghețarii și zăpezile perene au dispărut complet, iar etajul crioplanației și-a restrâns arealul în mod substanțial, limitându-se la culmile cele mai înalte. Procesele crionivale au slăbit în intensitate și au acționat ritmic în funcție de sezoane.

În domeniul carpatic, modelarea reliefului a îmbrăcat diferite aspecte, în funcție de etajarea proceselor morfogenetice periglaciare. Procesele crionivale au acționat cu multă eficacitate în regiunile mai înalte. Zăpada acumulată în denivelările reliefului și pe marginea suprafețelor de netezire a dus la formarea nișelor de nivație, circurilor glacionivale, circurilor glaciare.

Versanții abrupți, neacoperiți de zăpadă au fost puternic afectați de procese de gelivație. Ciclurile diurne şi sezoniere de îngheț-dezgheț au produs fisurarea şi degradarea rocilor, cu precădere a celor geline (granite, granodiorite, şisturi cristaline, calcare), crearea unui relief ruiniform şi degajarea unui imens material detritic (gelifracte), ca în Retezat, Parâng, etc. Cea mai mare parte din acestea a intrat în componența morenelor glaciare. Pe versanții aflați sub nivelul zăpezilor permannente, în regim de tundră, materialul detritic alcătuia cuverturi întinse de grohotişuri ("mări de pietre"). Ulterior odată cu revenirea climatului mai blând în interglaciar (interstadial), grohotişurile au fost fixate de pădure sau, în unele regiuni, ca în Retezat, Parîng, Făgăraş, etc. au fost mascate de grohotişuri mai noi (Fig. 45).

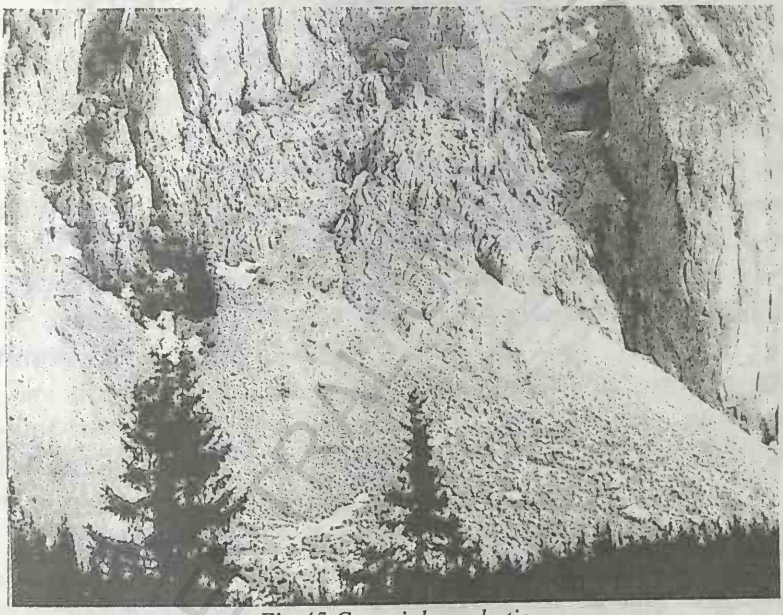


Fig 45 Conuri de grohotiş.

Procesele crionivale pleistocene sunt răspunzătoare pentru formarea în cea mai mare parte a depozitelor eluviale (cuvertura de alterare), de pe suprafețele de nivelare aparținând complexului sculptural Borăscu, aşa cum se remarcă în munții Țarcu, Godeanu, Iezer (fig. 46).

În părțile mai înalte se constată efectele *crioplanației* sau *al dezagregărilor periglaciare intense I. etaj morfogenetic*, care se pare în momentele de maximă intensitate a coborât până spre 1000 m; fiind localizate mai ales în jurul martorilor de eroziune (chiar şi în unitățile muntoase mai joase: Căliman, Harghita).

La altitudini mai mici de 1000-1200 m până spre 600 m, versanții au fost prelucrați mai ales prin procese de solifluxiune, constituind un *al doilea etaj morfogenetic.*

În condițiile specifice tundrei, alternarea proceselor de îngheț-dezgheț, favorizate și de constituția litologică, deplasarea molisolului pe substratul înghețat (pergelisol) chiar și în cazul pantelor mici a putut genera un microrelief vălurit sau terasat materializat în mici excavații sub formă de pâlnie, văi de solifluxiune cu profil evazat, văi și martori de eroziune – văi de deraziune (I. Mac, 1972), - terase de solifluxiune, etc.

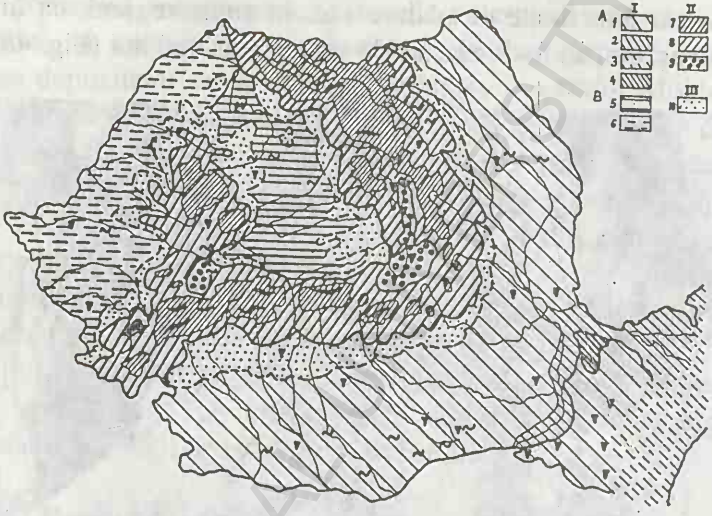


Fig.46. Unitățile morfogenetice periglaciare wurmiene din România (Geografia României, vol. 1, 1983)

I. Domeniul periglaciar al permafrostului reginal continental discontinuu.

A. Regiunea extracarpatică supusă climatului continental-siberian; 1. Permafrost degradat prin evoluția morfoclimatică normală; 2. Permafrost degradat prin acumulare de aluviuni; 3. Permafrost degradat prin transgresiuni marine; 4. Etaj de criopedimentație.

B. Regiune periglaciară influențată de circulația atmosferică vestică cu pergelisol degradat; 5. Subregiunea Depresiunii Transilvaniei; 6. Subregiunea vestică;

II. Domeniul periglaciar Carpatic

7. etajul crioplanației sau al dezagregării mecanice; 8. Etajul eroziunii termice sau al solifluxiunilor; 9. Depresiuni cu regim de permafrost continuu.

III. Zonă de tranziție.

Perioadele cele mai favorabile de formare a acestui relief periglaciar au fost cele de tranziție între climatul glaciar și interglaciar (interstadial), când ciclurile de îngheț-dezgheț au acționat cu mai multă eficacitate asupra depozitelor deluviale, adică perioadele de instalare sau de dispariție treptată a pennafrostului.

Procesele periglaciare, *îngheț-dezgheț* (gelifracție, segregare) și *fenomenele de nivație* (eolizație, gelifluviație, termocarstificare) și-au materializat, diferențiat acțiunea în raport cu variațiile intervenite în mediul

morfoclimatic şi în sistemul morfogenetic, generând o mare varietate de forme :reziduale (creste, ace, turnuri, trepte de altiplanaţie);acumulative pe suprafete orizontale sau cvasiorizontale, iar *pe suprafeţe înclinate* sunt prezente: *pânze de grohotiş* la baza abrupturilor structurale;*deplasări de teren* (solifluxiune, alunecări, curgeri noroioase);*greses litées* – "con de grohotiş" cu depuneri de gelifracte care prin îngheţ-dezgheţ sunt sortate granulometric; *pâlnii nivale* – acumulări de zăpadă cu fenomene de tasare situate la limita zapezilor perene.(pe formaţiuni calcaroase); *culoare de avalanşă* ce evoluează sub incidenţa unor procese cu caracter periglaciar şi se afirmă că ele nu ar fi de vârstă pleistocenă şi se formează şi astăzi în zonele montane;

Pe suprafeţe cvasiorizontale s-au format solurile poligonale, muşuroaiele înierbate (marghile), câmpuri de pietre, pavaje nivale, scoarţă de alterare (regolit) şi structuri orizontale, prin procesele de îngheţ-dezgheţ, cu aspectul unor false cutări de tipul involuţiilor, penelor de gheaţă.

Mediul morfoclimatic diferit în interiorul arcului carpatic şi exteriorul acestuia, ce a asigurat prezenţa unui pergelisol continuu, *multianual, ori a unui* pergelisol temporar *a permis asocierea unor forme periglaciare în tipuri regionale putându-se diferenţia pe teritoriul ţării noastre două domenii (provincii) şi o zonă de tranziţie.*

I. ***Domeniul periglaciar al pergelisolului regional-continental discontinuu,*** ce cuprinde:

A. Regiunea extracarpatică, supusă influenţei climatului continental-siberian, care în pleistocen se afla în zona de modelare a proceselor criergice, România situându-se la limita formării prafurilor şi a loessurilor tipice (I. Ichim, 1971).

În această regiune se înscriu: Câmpia Română, Podişul Moldovei, Dobrogea Centrală şi Sudică, Masivul nord-dobrogean.

Ca urmare a alternării îngheţului şi dezgheţului, în depozitele superficiale au fost sesizate numeroase structuri periglaciare de tipul penelor de îngheţ şi involuţiilor în complexele de loessuri, soluri fosile şi soluri poligonale (Câmpia Română, Dobrogea). Masivul nord dobrogean alcătuit din granite şi formaţiuni paleozoice cutate (şisturile verzi) au fost supuşi unor intense procese de gelivaţie care au dus la aspectul neuniform al reliefului şi la formarea conurilor şi tăpşanelor de grohotişuri. În ansamblu relieful dobrogean a evoluat prin *criopedimentaţie.*

B. Regiunea periglaciară influenţată de circulaţia atmosferică vestică cu pergelisol degradat

Această regiune include:

a) Depresiunea Transilvaniei, cu un pergelisol discontinuu, modelarea periglaciară concretizându-se în alunecări de tip glimee, iar la

nivelul teraselor sunt frecvente structuri periglaciare (structura de la Floreşti, descrisă de Gr. Posea) crioturbaţii, pene de gheaţă.

b) Câmpia Banato-Crişană supusă influenţelor climatului din vest şi din sud-vest

II. Domeniul periglaciar carpatic (etajat), care se evidenţiază prin *etajul crioplanaţiei* sau al dezagregărilor intense; *etajul solifluxiunilor* şi *depresiunile cu pergelisol continuu* (Maramureş, Giurgeu, Ciuc, Bârsa, Haţeg). Aceste depresiuni au avut un regim morfogenetic aparte prin faptul că inversiunile termice au asigurat, incontestabil un pergelisol continuu dovedit de prezenţa penelor de fisuraţie, a solurilor poligonale în depozitele superficiale (T.Morariu, V. Mihăilescu, 1957; T. Morariu, 1959; P. Coteţ, 1960; I. Tövissi, 1965; I. Ichim, 1975, 1978).

III. Zona de tranziţie între domeniul pergelisolului discontinuu şi domeniul pergelisolului caraptic continuu. Acestei zone i se înscriu ariile subcarpatice interne (Subcarpaţii Transilvaniei) şi subcarpaţii externi (Moldovei, Curburii, Getici), Dealurile Vestice, Podişul Huedinului, Dealurile Feleacului, Podişul Măhăceni, etc.

3.7 Relieful fluvial

3.7.1. Formarea şi evoluţia reţelei de văi

Configuraţia actuală a reţelei de văi pe teritoriul României, respectiv circulară în exterior, radiară în interior, este rezultatul unei evoluţii îndelungate. Conturarea acestei reţele hidrografice evidenţiază strânsa legătură dintre mişcările tectonice şi modelarea subaeriană, a cărei rată a fost diferenţiată în timp, de ritmul şi succesiunea etapelor şi evenimentelor tectonice, de intensitatea acestora şi mediul morfoclimatic care şi-a pus amprenta în definitivarea regimului scurgerii şi eroziunii exercitate de această reţea de văi.

Din Cretacicul Superior până în Eocenul inferior în timpul formării pediplenei carpatice (excepţie fiind doar marginea vestică a Munţilor Apuseni, unde se continuă până la începutul Badenianului) a existat o reţea veche de văi, care însă a suferit modificări radicale în timpul orogenezei de la sfârşitul oligocenului şi începutul badenianului (ex. în Munţii. Apuseni, Munţii Banatului, Carpaţii. Meridionali).

Din Badenian şi până în Ponţian, în timpul nivelării suprafeţelor medii carpatice (complexul sculptural Râu – Şes), când a avut loc definitivarea trăsăturilor actuale ale Carpaţilor, s-au conturat cele mai multe din văile carpatice, cu excepţia unor sectoare de văi transversale din

Carpații. Meridionali, Munții Apuseni şi Munții Banatului, formate mai târziu prin captări.

Scufundările (Masivul Transilvan şi Masivul Panonic), determinate de mişcările stirice şi moldavice, ce au condiționat apariția unor bazine şi culoare tectonice (golfurile şi depresiunile din M. Apuseni), dar şi dezvoltarea unor piemonturi întinse sau câmpii fluvio-lacustre cu aspect piemontan, în jurul Carpaților Meridionali, Carpații Orientali, M. Banatului şi M. Apuseni, aveau să dezorganizeze rețeaua hidrografică a pediplenei carpatice. Aceleaşi evenimente tectonice schițează cumpăna de ape la nivelul liniei marilor înălțimi carpatice, individualizându-se un bazin la exteriorul Carpaților, altul în interior Bazinul Transilvaniei ce era legat de Bazinul Panonic prin câteva strâmtori: peste "jugul intracarpatic", în Nord - Vest, culoarul Mureşului, Bistrei şi Crişului Negru în Vest.

Sfârşitul Ponțianului, marcat de mişcările rhodanice şi sfârşitul Villafranchianului, s-au evidențiat prin înălțări puternice ale reliefului în întreaga ramă carpatică, ceea ce a determinat apariția treptei de dealuri şi podişuri, şi formarea unei rețele hidrografice pentru aceste unități, într-o primă fază cu caracter sau tip piemontan, iar într-o a doua fază, prin captări, să se formeze râurile colectoare puternice la contactul dintre munte şi podiş. În cuaternar şi în special în postvillafranchian, a avut loc: o adâncire puternică a văilor în regiunea muntoasă, adaptarea rețelei hidrografice la structura şi tectonica Subcarpaților, extinderea treptată a râurilor în câmpii (ca urmare a exondării acestora), însoțită de schimbări de direcții şi de formarea seriilor de terase, foarte variate ca număr şi întindere pe bazine hidrografice şi pe unități de relief.

Reflectarea tectonicii şi neotectonicii în evoluția rețelei hidrografice este materializată în una din caracteristicile de seamă ale reliefului carpatic, respectiv numărul mare al *văilor transversale* sau *parțial transversale*.

Dacă la văile transversale propriu-zise se adaugă şi culoarele transversale (culoarele Timiş-Cerna, Bistra-Poarta de Fier a Transilvaniei, Rucăr-Bran, Oituz, etc.) avem o imagine mai completă a fenomenului de divizare transversală a Carpaților, cu toate consecințele lui geografice, geoistorice şi economice (Geografia României, vol. I, 1983).

În explicarea evoluției văilor transversale sau parțial transversale din Carpații românești s-au conturat cel puțin trei opinii:

a) prin instalarea râurilor în lungul unor falii sau pe discontinuități geologice importante;

b) prin antecendență;

c) prin captare, inclusiv forma de captare prin revărsare.

Cert este că nu putem identifica în configurația actuală a văilor carpatice o vale transversală sau parțial transversală la originea căreia să fi

stat numai una din cauze ci dimpotrivă, argumentele au demonstrat că de-a lungul evoluției lor, de la un loc la altul și de la o etapă la alta, toate cele trei cauze au fost posibile, dar *ponderea* a avut-o pe rând, pentru fiecare caz în parte una sau alta. Analiza următoarelor exemple ne edifică, în parte asupra problematicii genezei și evoluției văilor transversale :

a) argumentele în favoarea formării Crișului Repede prin captare reprezintă o certitudine, dar nimeni nu neagă și rolul jucat de sectoarele faliate;

b) la formarea râurilor din partea de vest a țării au contribuit captările (Gr. Posea, 1967) întrucât structura în masive-bloc marchează discontinuități geologice evidente (grabene, falii) care au impus și discontinuități transversale morfologice, ce au putut fi periodic depășite de râuri prin eroziune regresivă;

c) în Carpații Meridionali caracterul înălțărilor a fost de basculă, deplasând linia cumpenei apelor și favorizând eroziunea regresivă. Situația este similară în Munții Banatului și Munții Apuseni;

d) în Carpații Orientali decalați ca vârstă dinspre cristalin spre flișul paleogen, rețeaua hidrografică s-a putut extinde și impune antecedent.

Aceiași situație este valabilă ca manieră de realizare și pentru zona curburii.

Totuși în Carpații Orientali și Carpații Curburii văile sunt parțial transversale (Suceava, Moldova, Bistrița, Bistricioara, Trotuș, Buzău, etc.) și ele taie succesiv fâșiile geologice de la cele vechi la cele mai tinere. Argumentul de bază că sunt antecedente rezultă mai ales din prezența pietrișurilor cristaline în terasele și conurile lor piemontane din Subcarpați, la unele chiar din sarmațian (I.Donisă, 1965). Nu se exclud nici captările mai ales în cazul depresiunilor: Glodu, Drăgoiasa (drenate de Neagra), Bilbor, Borsec (drenate de Bistricioara) deși N. Orghidan (1969) a înclinat aici și spre antecedență.

Un alt exemplu îl constituie Valea Oituzului, care izvorând de pe versantul ardelean al Munților Vrancei, nu se îndreaptă spre Depresiunea Brașovului, ci se menține în lungul culoarului dintre vârfurile Șandru Mare și Mușatu, spre a ajunge în Depresiunea Tazlău-Cașin.

În Carpații de Curbură, *în pliocen*, înainte de formarea Depresiunii Brașovului, s-a admis o rețea ce drena culmile Persanilor, Baraoltului și Bodocului spre lacul din Câmpia Română. Scufundarea Depresiunii Brașovului a întrerupt evoluția acestora, devenind antecedente pe sectoarele rămase spre sud, mai ales după înălțimile valahice.

Cele mai importante văi din Carpații Meridionali, Munții Apuseni și Munții Banatului sunt transversale, axate pe discontinuitățile tectonice

transversale preexistente şi individualizate odată cu înălţările valahice diferenţiate.

După retragerea lacului pliocen din Bazinul Transilvaniei, în prima fază drenajul se făcea spre nord-vest (de către Someş), fie prin poarta Meseşului (Gr. Posea, 1967), fie peste Prisaca-Ţicău către Baia Mare (I. Berindei, 1961).

Oltul şi Mureşul au pătruns în Bazinul Transilvaniei mai târziu, prin captări, modificând reţeaua iniţială, care se pare că avea un caracter centripet, fără văi marginale longitudinale.

Defileul Dunării reprezintă valea transversală cea mai controversată din punctul de vedere al originii. Anumite elemente ale morfologiei reliefului şi raporturile cu Bazinul Panonic şi Bazinul Getic, indică o captare; alte argumente indică moştenirea unei strâmtori şi scurgerea lacului panonic (după ponţian) către cel getic prin micile bazine tectonice şi strâmtori înşirate în lungul defileului. Ideea de antecedenţă în acest caz nu exclude captarea, cu menţiunea că evoluţia pliocen-cuaternară a înregistrat momente cu procese diferenţiate ca ritm şi intensitate.

3.7.2 Luncile râurilor din România

Relieful luncilor conturează încheierea unui ciclu geomorfologic în perfectarea reliefului văilor. Luncile variind de la o unitate la alta şi de la o arteră hidrografică la alta, atât ca extensiune cât şi ca reprezentativitate ,fizionomie ori structură demonstrează că formarea lor este un proces complex datorat tendinţei continui de echilibrare a albiilor, iar cu toată aparenta lor uniformitate, funcţionalitatea lor exprimă în permanenţă raportul dintre debitul solid şi debitul lichid, precum şi regimul de variaţie al acestor debite.

Luncile sunt prezente în toate unităţile de relief, dar dezvoltare considerabilă au în Câmpia Română şi Câmpiei Banato-Crişană. Ele deţin suprafeţe apreciabile şi în depresiunile intracarpatice (Braşov, Haţeg, Giurgeu, Ciuc, etc.) şi subcarpatice (Vălenii de Munte, Câmpu Mare - Tg. Jiu, Jiblea, Cracău – Bistriţa, Tazlău – Caşin, Neamţ, Reghin, etc.).

Desfăşurarea luncilor nu este simetrică cu talvegul cursurilor de apă, (lunca Dunării, a Siretului, Mureşului, Someşului, Bistriţei, Siretului, Prutului, etc). Arealele depresionare trădează o configuraţie complexă. Reţinem în acest sens luncile Crişurilor, în depresiunile golfuri unde ele se insinuează în lungul râurilor cu o dezvoltarere din ce în ce mai redusă cu cât pătrund în munte, dar şi cu o extensiune maximă în câmpii unde devin comune. Un alt exemplu îl constituie luncile tentaculare de pe Râul Negru,

BCU CLUJ "LUCIAN BLAGA" LIBRARY

Tărlung, Timiş, Bârsa din Depresiunea Braşovului sugerând însăşi desfăşurarea şi evoluţia acestor unităţi.

Luncile bilaterale, ca cele de pe Olt şi Jiu în Câmpia Română; luncile asimetrice ale Buzăului şi Râmnicului în câmpia de subsidenţă, luncile locale rezultate din evoluţia meandrelor ca cele din defileul Jiului sau al Oltului , luncile dedublate (Someşul Mic- Cluj – Napoca, cartierul Grigorescu; Mureşul la Brâncoveneşti) subliniază caracterul complex al evoluţiei lor, în condiţiile asocierii proceselor neotectonice(inclusiv diapirismul)(I. Irimuş, 1998). Altitudinea luncilor înregistrează variaţii în profilul transversal şi longitudinal. În general ele scad altimetric către cursurile de ape şi conform cu acestea în avale. Numeroase sunt însă exemplele de abateri. În zonele de munte sunt frecvente cazurile când luncile intră în contact direct cu versanţii ori prin intermediul conurilor de grohotiş şi glacisurilor. Depunerile unor conuri mari de dejecţie pot contribui la supraînălţarea nivelului de luncă, situaţie frecventă în depresiunile de contact: Comarnic, Măneciu, Nehoiu, Câmpulung, etc. Dinamica confluenţelor crează şi mari dezechilibre în evoluţia luncilor prin presiunea exercitată asupra malului opus, ceea ce generează o retragere continuă,modificând în permanenţă limitele coridorului de meandrare şi relieful luncii interne (Fig. 47).

În câmpii profilul luncilor înregistrează frecvente cazuri când ele apar ca o treaptă înaltă în apropierea albiei, ca rezultat al înglobării grindurilor; după care urmează o zonă centrală joasă, unde apele stagnează în timpul inundaţiilor şi revărsărilor şi o zonă periferică, lunca înaltă, parazitată de conurile de dejecţie datorită proceselor de degradare a frunţilor de terase prin acţiunea torenţilor. Sunt situaţii când luncile consemnează numai zone de intensă aluvionare, deci oo treaptă înaltă aşa cum este cazul pentru Prahova în Subcarpaţi, sau un areal coborât cu meandrări, despletiri, cursuri părăsite, caractere specifice arealelor de subsidenţă ale Argeşului, Ialomiţei, Dâmboviţei, Buzăului (Valeria Velcea, 2001).

Luncile prezintă în structura lor materialele cărate şi depuse de râuri sub forma unor pânze de pietrişuri şi nisipuri (Câmpia Română şi Banato-Crişană) ori pelicule de mâluri în zonele de subsidenţă,(Câmpia Siretului Inferior). În depozitele de luncă putem întâlni orizonturi cu un colorit diferit (gălbui, roşietic, cenuşiu) care atestă schimbări climatice, orizonturi de soluri îngropate (lunca Dunării, lunca Tazlăului Sărat) structuri periglaciare (lunca Someşului Mic la Floreşti ,lunca Teleajenului în Subcarpaţi) etc.

Dinamica luncilor este trădată de prezenţa braţelor părăsite (belciugele din zona de subsidenţă), confluenţe (cazul zonei de convergenţă din Depresiunea Braşov), despletiri şi meandrări (ca cele din bazinul Crişurilor), autocaptări , deformări neotectonice etc.

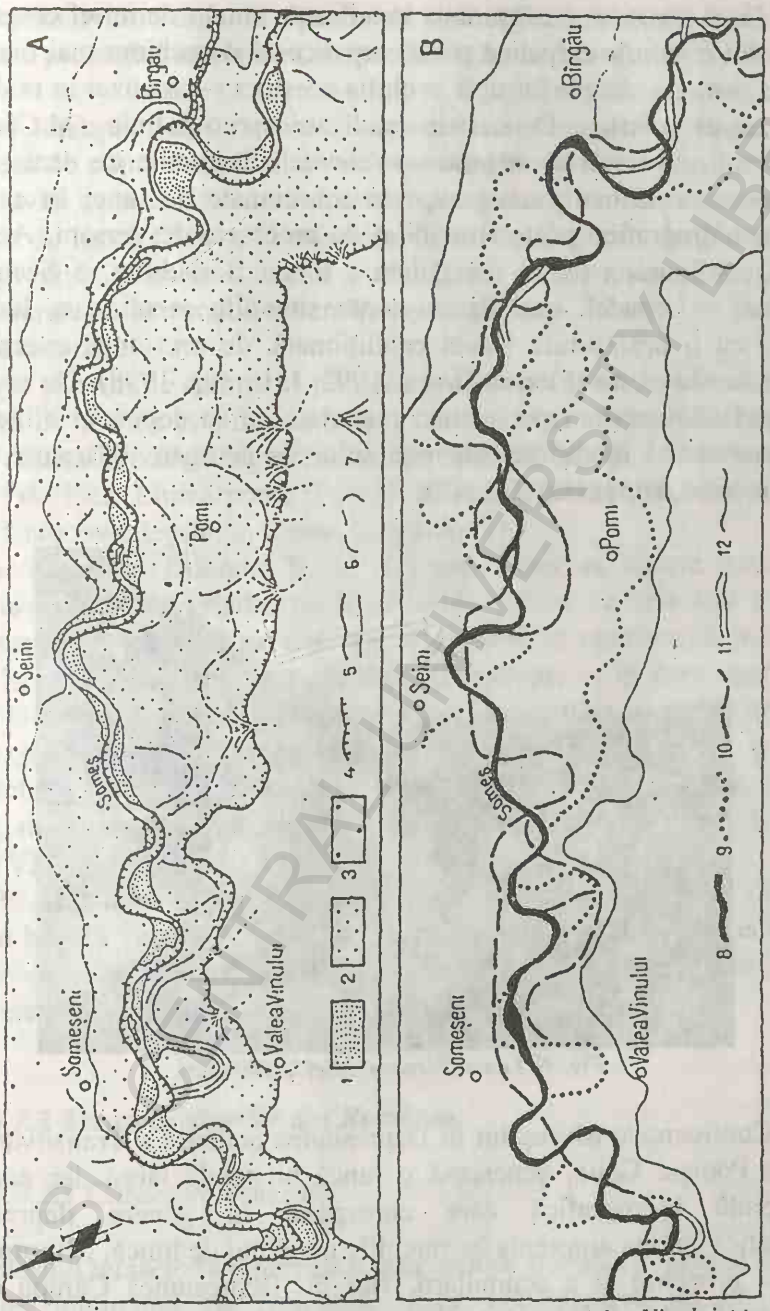


Fig. 47 A. Schița de detaliu a luncii Someșului între Bârgău și Valea Vinului; 1.luncă joasă; 2. Luncă înaltă (2–3m.); 3. Terasă de luncă (4-6m.); 4. Mal abrupt activ; 5. Mal abrupt fixat; 6. Meandre și albii părăsite; 7. Con de dejecție;

B. Dinamica albiei minore a Someșului; 8. Cursul actual; 9. Cursul abandonat anterior anului 1894; 10. Cursul Someșului pe harta din 1894; 11. Curs abandonat între 1955 și 1975;12. Limita luncii

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dacă urmărim desfăşurarea luncilor pe unităţi de relief observăm că luncile din regiunile carpatice şi subcarpatice au o vechime mai mare decât cele din zona de câmpie întrucât evoluţia acestora s-a realizat în tardiglaciar şi holocenul inferior. Depozitele analizate sporo-polinic (M.Cârcimaru, 1980) confirmă o vârstă atlantic - subboreal. Regiunile de deal şi podiş, înregistrează cele mai variate aspecte consemnate de lunci în care rolul arterelor hidrografice poate fi anihilat de procesele de versant. Acest fapt explică configuraţia foarte neregulată a luncii Bârladului, a Secaşului, a Nirajului, a Lopadei, etc. Pentru toate situaţiile menţionate luncile se prezintă cu o desfăşurare locală condiţionată, de presiunea exercitată de valurile de alunecare (Florina Grecu, 1992; I. Irimuş, 1998). De asemenea, din depozitele acestora pot rezulta materiale ce se depun în albie sau în luncă producând modificări ale regimului de scurgere (Târnave, Mureş, Niraj, Comlod, Dipşa,etc) (Fig. 48).

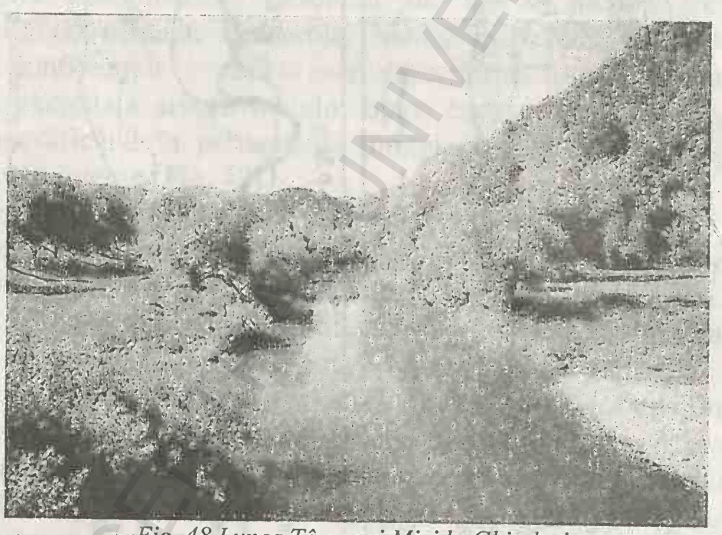


Fig. 48 Lunca Târnavei Mici la Ghindari.

Confluenţele Mureşului în Depresiunea colinară a Transilvaniei sau Oltul în Podişul Getic, generează o luncă bilaterală largă ,iar zonele de convergenţă hidrografică care corespund în genere depresiunilor subcarpatice îşi pun amprenta în mutaţiile nivelului de luncă, determinate de creşterea eroziunii şi a acumulării. Jiul, în Depresiunea Câmpu Mare - Tg.Jiu, sau Oltul în Depresiunea Băbeni, prezintă un nivel de luncă instabil. Aceasta condiţionează un ritm accelerat de evoluţie şi în aval (Valeria Velcea, 2001).

O altă caracteristică ce defineşte caracterul complex al evoluţiei luncilor din zonele de deal şi podiş este aceea că ele pot evolua ca terase de

luncă bine individualizate în funcţie de autoreglarea debitelor lichide şi solide sau a protecţiei antropice (.aşezările din lunca Mureşului, Târnavelor, Oltului).

În regiunile de câmpie aspectul şi dinamica luncilor sunt determinate de panta redusă şi de aluvionarea intensă corelată cu ridicarea patului aluvial ceea ce determină frecvent divagarea şi modificarea continuă a treptelor de luncă (Argeş, Dâmboviţa, Ialomiţa, Crişurile. În câmpiile de subsidenţă unde panta de scurgere ajunge la 0,2 – 0,5 m/ km, malurile sunt puţin conturate şi se produc revărsări pe spaţii largi, însoţite de frecvente captări de meandre

Morfologie şi evoluţie complexă prezintă pentru ţara noastră Lunca Dunării. În sectorul de defileu este discontinuă, extensiunea sa era mare în bazinete, azi fiind redusă la o fâşie îngustă datorită prezenţei lacului de acumulare de la Porţile de Fier. Lunca poate fi urmărită mult mai bine pe văile afuente Dunării: Liubcova, Ieşelniţa, Cerna, Topolniţa, etc.

În avale de Dobreta Turnu Severin, lunca se lăţeşte treptat, în constituţia sa intrând grindul cu înălţimi de 1-7 m ca cele din Câmpia Oltenie sau din sudul Burnazului. De asemenea, se conturează şi o zonă joasă – în cea mai mare parte modificată antropic – în care apar braţe părăsite, lacuri, mlaştini, etc. O complexitate deosebită a formelor de relief se întâlneşte în Balta Ialomiţei cuprinsă între Borcea şi Dunăre şi Balta Brăilei delimitată de Cremenea şi Dunăre. Braţele părăsite, foste canale de legătură, mlaştini, ochiuri de apă, grinduri, sunt specifice pentru aceste "insule"(Valeria Velcea, 2001).

Peisajul luncilor înscrie câteva trăsături calitative: surplus de luciu de apă, o bogată vegetaţie hidrofilă (suprafeţe active), modelarea eoliană a nisipurile cu secvenţe ale reliefului de dune ori cu veritabile plaje,. Toate fiind elemente de atractivitate turistică.

3.7.2 Terasele râurilor din România

3.7.2.1 Caractere generale

Studiul teraselor a reprezentat o necesitate impusă, în primul rând, de trăsăturile dominante ale reliefului şi de considerarea lor ca dovezi concludente pentru evoluţia, cel puţin din cuaternar, a teritoriului României,

Importanţei ştiinţifice incontestabile i se adaugă aspectul socio-economic, practic-aplicativ, legat în mod deosebit de activitatea permannentă a omului, aceste forme de relief fiind cu predilecţie căutate pentru amplasarea aşezărilor şi pentru amplasarea obiectivelor economice.

Studii sistematice asupra teraselor, asupra morfologiei şi genezei acestora pot fi consemnate începând cu primul deceniu al secolului nostru, reprezentând studii regionale (T. Morariu, V. Gârbacea – 1960; L. Badea – 1970; Al. Savu – 1973; V. Băcăuanu – 1965) sau studii de sinteză pentru întreg teritoriul ţării (T. Morariu şi colab – 1960; P. Coteţ, I. Donisă, N. Popescu).

Studiul teraselor a urmărit cu precădere *determinarea efectelor acţiunii râurilor* şi prin aceasta cunoaşterea genezei şi evoluţiei cuaternare a reliefului fluvial, pentru că *terasele sunt martorii* cei mai reprezentativi şi concludenţi ai simptomelor tectonicii şi raporturilor acesteia cu acţiunea factorilor modelatori la nivelul suprafeţei topografice privită într-un anumit moment sau o anumită perioadă (Geografia României, vol. I., 1983).

Referitor la existenţa şi numărul teraselor părerile şi informaţiile au variat foarte mult. Elementele care au fost luate în analiză sunt:

a) numărul, desfăşurarea şi racordarea teraselor;

b) structura teraselor (granulometria depozitelor, grosimea şi petrografia acestora);

c) vârsta teraselor;

d) geneza teraselor

Geologii au sesizat pentru prima dată 3 serii de terase, care ar corespunde conologiei cuaternarului: inferior, mediu şi superior.

Geografii geomorfologi luând în considerare diversitatea aspectelor sub care se prezintă terasele de la un bazin la altul şi chiar în limitele aceluiaşi bazin şi de-a lungul aceluiaşi râu, au considerat prematură abordarea vârstei teraselor înainte de cunoaşterea detaliată a trăsăturilor morfologice (inclusiv de structură) cel puţin pentru râurile principale.

La râurile mari din spaţiul carpatic, mai ales în sectoarele de defileu numărul acestor terase este în medie de 5-6, de la 2-4 m, la 90-110 m. Între excepţii se situează Bistriţa (moldoveană) cu 10-12 trepte de terasă, până la 200-220 m (I. Donisă, 1968).

Spaţiul subcarpatic, prin mobilitatea sa tectonică mai accentuată, prezintă un număr mare de terase: 8-9, nivele de terase ce prezintă cele mai accentuate deformări neotectonice: Jiu, Olt, Argeş, Dâmboviţa, Prahova, Buzău.

O situaţie deosebită se înregistrează în sectorul de contact subcarpatic cu subunităţile C. Române, între Trotuş şi Dâmboviţa, pe măsură ce râurile se arcuiesc tot mai mult spre zona de subzistenţă a C. Siretului Inferior. Dacă în cursul superior carpatic sau în cel mijlociu

subcarpatic (pentru râurile principale) terasele sunt bine reprezentate şi dezvoltate, ajungând la 8-9 nivele (inclusiv, nivelul de luncă), la trecerea din zona de dealuri în zona de câmpie acestea se reduc ca număr până ce dispar în câmpia de subsidenţă.

Situaţie similară înregistrează şi terasele din bazinele de pe latura vestică a ţării (Timiş, Crişuri, Barcău).

O menţiune specială trebuie făcută pentru râurile principale care străbat diferitele unităţi de relief şi traversează Carpaţii, al căror bazin mijlociu corespunde cu Depresiunea Transilvaniei: Someşul, Mureşul şi Oltul. Dacă pentru cursurile extracarpatice atât Mureşul cât şi Oltul prezintă particularităţile celorlalte râuri, atât ca număr al teraselor, dar şi fiziografice asemănătoare, în Podişul Transilvaniei situaţia este diferită de la un râu la altul în funcţie de poziţia pe care o au în cuprinsul acestei unităţi: Mureşul şi Someşul sunt însoţite de serii de terase care ajung la 8-9 nivele (V.Gârbacea, T. Morariu – 1960; I. Donisă – 1968; Al. Savu şi colab. - 1973), prezentând deformări neotectonice şi dezvoltări în funcţie de tendinţele tectonice ale regiunii. Oltul în schimb, în Depresiunea Făgăraş este însoţit de numai 3-4 terase cu dezvoltare monolaterală.

Dunărea are sistemul de terase cel mai extins (fig. 49), dar în funcţie de unităţile de relief străbătute de fluviu, numărul acestora variază de la vest spre vărsare. În defileul Porţilor de Fier există 7 terase plus nivelul de 200 m. În vestul C. Olteniei s-a constatat prezenţa a 8 terase până la Desnăţui şi 7 terase până la Jiu. Până la confluenţa cu Argeşul apar fragmentar 6 nivele de terase, iar între Argeş şi Mostistea 3 terase. În continuare rămân numai 2 terase dintre care cea mai înaltă se pierde la nivelul văii Jegăliei. Terasa inferioară se urmăreşte cl;ar până la Călimăneşti, de unde se continuă larg în C. Brăilei.

Numărul teraselor variază de la bazin la bazin, de la un sector la altul al râurilor de la un râu principal la afluenţii de ordine inferioare, acestea din urmă având în genere un număr mic de terase.

În general se constată o anumită omogenitate a teraselor nu atât pe bazine cât pe unităţile mari de relief în funcţie de particularităţile lor structural-tectonice, de constituţie şi de evoluţie, urmare firească a raportului dintre dispunerea reliefului în trepte aproape concentrice şi gruparea radiară a râurilor principale.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITARA LIBRARY

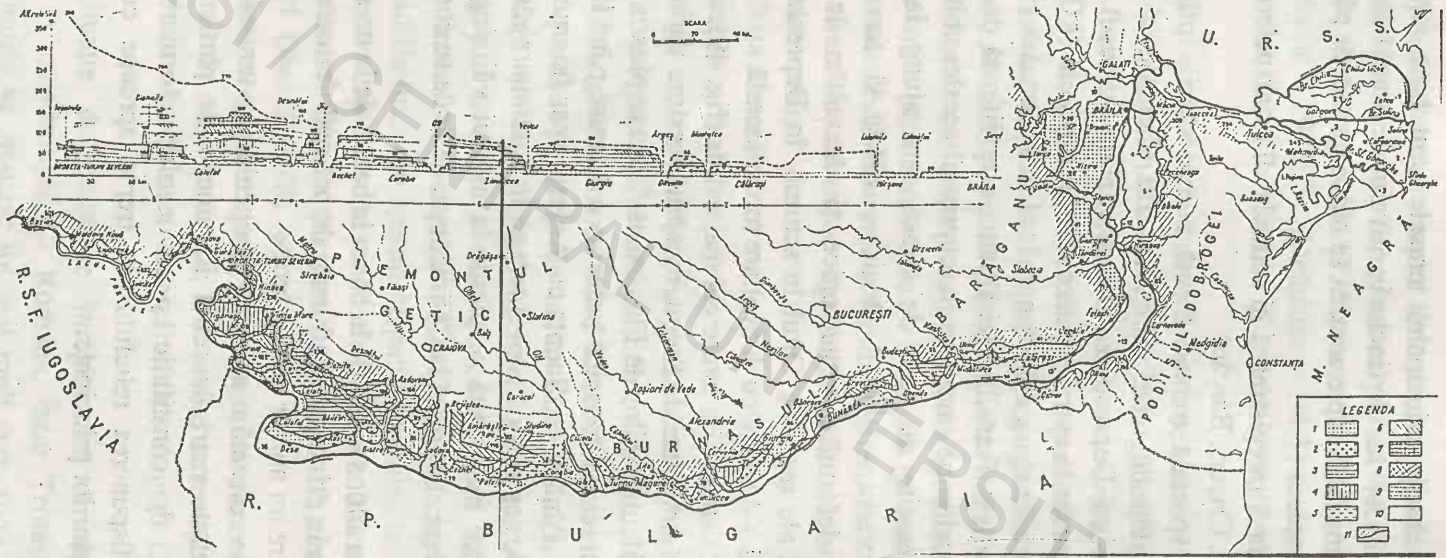


Fig49 Lunca şi terasele Dunării (Gh. Niculescu, 1975)

1. terasa I – Călăraşi; 2. terasa a II-a – Corabia; 3. terasa a III-a – Băileşti; 4. terasa a IV-a – Măceşu; 5. terasa a V-a – Căşcioarele; 6. terasa a VI-a – Greaca; 7. terasa a VII-a – Perişor; 8. terasa a VIII-a – Cearângu; 9. terase locale; 10. luncă; 11. limita Văii Dunării

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.7.3.2. Desfăşurarea teraselor

La majoritatea râurilor mari se înregistrează un paralelism al teraselor față de profilul longitudinal al văilor, față de talveg. Abaterile de la această regulă sunt datorate unor factori locali, de natură neotectonică.

În desfăşurarea teraselor reținem câteva particularități:

a) râurile cu izvoare în Carpați prezintă o *convergență a teraselor în amonte*, până la dispariția lor în actualul talveg;

b) râurile din zonele joase prezintă o convergență în aval a teraselor până la dispariția lor sub aluviuni mai noi;

c) spațiul subcarpatic se remarcă prin divergențe ale teraselor (în zone de bombări) şi convergențe (prin îmbucare şi forfecare) în zonele de subzistență;

d) la contactul zonei piemontane cu zonă de câmpie (Piemontul Getic – C. Română; Piemontul Vestic – Câmpia de Vest), terasele au o dispunere în formă de evantai, cu o mare extensiune. În genere ele au caracterul unor *terase-glacis*, a căror geneză este legată de retragerea apelor Lacului Panonic, respectiv lacului din Câmpia Română, simultan realizându-se un intens proces de glacizare.

e) structura impune modificări în desfăşurarea teraselor, astfel structurile monoclinale determină o desfăşurare asimetrică a teraselor – *dextragiră* (pe dreapta), respectiv *levagiră* (pe stânga).

3.7.3.3 Racordarea teraselor şi structura acestora

Racordarea teraselor presupune operațiunea de a delimita dacă un sector de terasă aparține unui ciclu sau altuia, practic realizându-se cronologia acestora.

Racordarea teraselor pentru teritoriul României reprezintă un proces anevoios şi riscant, între oscilațiile de nivel ale M. Negre, ca nivel de bază, erau inverse celor din Oceanul Planetar. În glaciar – calota – exercita o presiune asupra uscatului european, antrenându-l într-o epirogeneză negativă în timp ce nivelul mării creştea, invers fenomenul se producea în interglaciar. Aceasta demonstrează că schema teraselor lui Depért nu se poate aplica teraselor din țara noastră. Racordările care s-au făcut în țara noastră în special pe râurile principale, râurile mari ale țării, iar cele mai mici, racordări s-au făcut numai în Transilvania (T. Morariu, V. Gârbacea, Al. Savu, P. Tudoran, I. Mac, I. Berindei, E. Iacob, Maria Mihail, I. Tövissi, etc.) au abordat criteriul structurii teraselor şi pe baza unor indici granulometrici, indici de rulare, aplatizare, ce reflectă intimitatea procesului morfodinamic.

Diversitatea condițiilor în care a decurs procesul de formare a teraselor este clar reflectată și de structura acestora, în special de caracteristicile depozitelor, foarte variate regional și local.

3.7.3.4 Granulometria depozitelor

Pentru *terasele superioare* (90-110 m), prezente în spațiul carpatic, predomină elemente grosiere: pietrișuri, bolovănișuri, al căror diametru minim este mai mare de 5 cm. Acest lucru explică o competență ridicată a eroziunii râurilor carpatice, un profil longitudinal neechilibrat, pe un fond tectonic mobil, caracterizat prin epirogeneze pozitive.

Terasele mijlocii prezintă granulometria specifică unor depozite mai fine: psefite, nisipuri, bolovăniș + pietriș, cu diametrul mai mic de 5 cm;

Pentru *terasele inferioare* , materialele sunt foarte fine, predominând pelite și mâluri.

3.7.3.5. Grosimea depozitelor de terasă

Ea este de aproximativ 3-5 m pentru majoritatea râurilor. Apar și abateri regionale pe fondul unor procese neotectonice (epirogeneze pozitive sau negative) ori a unor oscilații climatice. În teren pot fi urmărite cel puțin următoarele situații:

- o grosime a depozitelor mică, până la 2 m, este specifică pentru terasele superioare: 90-110; 140; 200 m; în sectoarele de defileu, depozitele pot lipsi, fiind reprezentative terasele în rocă.

Terase în rocă se întâlnesc în fragmente cu suprafață redusă, în sectoarele văilor de munte sculptate în roci rezistente, cum sunt cele cristaline (defileele Oltului și Jiului) eruptive (Defileul Deda – Toplița) calcarele (Defileul Dunării, Cheile Oltețului, Cheile Caraşului, Cheile Nerei, etc.)(Fig. 50) și conglomeratele (Cheile Bicazului).

- pentru terasele mijlocii și mici (5-8 până la 55-60 m.) grosimea depozitelor este de 8-10 m sau chiar mai mare, excepțiile demonstrând prezența unor zone de subsidență, râurile tinzând să-și mențină profilul de echilibru, rezultă o creștere a grosimii depozitelor.

BCU ALEXANDRU IOAN CUZA UNIVERSITY LIBRARY

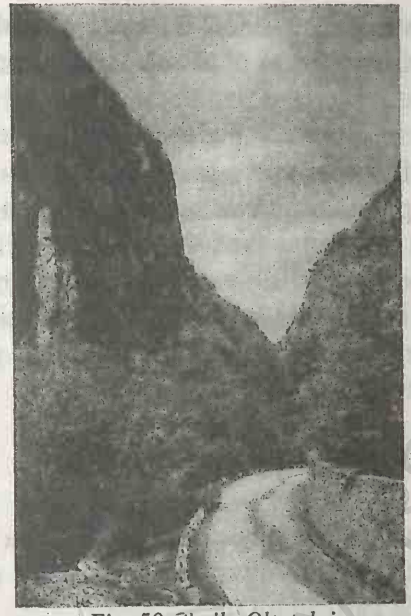


Fig. 50 Cheile Oltețului

3.7.3.6. Petrografia depozitelor de terasă

Sub aspect petrografic depozitele de terasă trebuie să reflecte structura geologică a bazinului respectiv; apar însă şi elemente alohtone în cazul unor remanieri ale rețelei hidrografice. În general se remarcă pentru terasele înalte > 90-110 m altitudine relativă predominarea elementelor cuarțitice, elemente puțin alterabile, datorită densității cuarțului şi a componentelor sale chimice. Terasele mijlocii şi mici prezintă o compoziție petrografică mai complexă, lucru atestat şi de gradul mai mare de rulare şi de alterare a pietrişurilor, nisipurilor precum şi prezența unor intercalații sub formă de benzi sau lentile de luturi nisipoase şi argile, care au o origine aluvială, eoliană sau deluvio-coluvială.

În regiunea montană acetse formațiuni conțin în proporție ridicată elemente grosiere şi colțuroase, prinse într-o matrice luto-nisipoasă cu caracter coluvio-proluvial, iar în Subcarpați, piemonturi şi podişuri sunt mult mai mărunte (nisipuri, luturi).

3.7.3.7 Vârsta teraselor

Dacă asupra desfăşurării teraselor s-a obținut o imagine destul de clară, asupra vârstei opiniile sunt foarte diferite. Marea majoritate a cercetătorilor înclină pentru vârsta cuaternară, doar pentru ultimele două

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITY LIBRARY

nivele, mai înalte, peste 150 m, 200-220 m poate fi admisă o vârstă terţiară (pliocenă), întrucât se menţin mai mult sub forma umerilor de vale (Carpaţi şi Podişul Transilvaniei).

Corelările dintre procesele pedogenetice şi acumulările aluviale, pe de o parte şi oscilaţiile climatice, pe de altă parte, întregite cu analiza granulometrice, sporapolinice şi chiar radiometrice, au ajuns la concluzia că grupul de terase cu altitudine relativă de peste 115-120 m aparţine *pleistocenului inferior*, cel cu altitudinea relativă între 60 şi 90-115 m *pleistocenului mediu*, iar terasele sub 40 m ar fi *würmiene*. Grupul de terase intermediare cu altitudine mai mică de 60-65 m şi până la 40 m ar corespunde vârstei mindel şi mindel-riss.

3.7.3.8. Geneza şi cauzele formării teraselor

Raporturile care se stabilesc între râu (apa curgătoare, agentul modelator) şi contextul tectono-climatic, în evoluţia şi formarea teraselor evidenţiază următoarele particularităţi:

- terasele înalte trădează o origine tectono-climatică (grosimea mică sau absenţa depozitelor de terasă, numărul mare);
- terasele inferioare prezente în zonele colinare joase şi zonele de câmpie, prin lărgimea podurilor, îngemănarea lor în câmpuri de terase, grosimea remarcabilă a depozitelor, trădează o origine climatică;
- terasele râurilor dobrogene sunt terase eustatice, determinate de oscilaţiile de nivel ale Mării Negre.

Aceste observaţii înclină spre conturarea a două ipoteze privind formarea teraselor în România:

a) acumulări în interglaciar, cu o adâncire şi tăierea frunţii de terasă în glaciar;

b) sculptarea terasei într-un interglaciar respectiv anaglaciar şi cataglaciar.

3.7 3.9 Clasificarea teraselor

Pentru teritoriul României se conturează trei tipuri de terase, ce materializează trei cicluri de evoluţie:

a) *ciclul teraselor superioare* ce aparţin generaţiei pliocen - cuaternare , cu altitudini relative ce depăşesc 90-110 m;ele sunt mai slab păstrate din punct de vedere morfologic; apar sub forma unor umeri de terasă; depozitele de aluviuni sunt în general îndepărtate; predomină elementele cuarţitice.

b) *ciclul teraselor mijlocii* îşi definesc identitatea geomoprfologică prin altitudini relative între 90-110 m şi 30-40 m; prezintă elemente morfologice vizibile; depozitele de terasă sunt bine păstrate, având o grosime 8-10 m;

c) ciclul teraselor inferioare, bine definite spaţial în *România* îşi definesc identitatea prin larga lor reprezentare în toate treptele de relief,trădând o uniformizare a condiţiilor genetice şi prezintă o extensiune foarte mare a frontului în raport cu podul terasei; dar şi o grosime mare a aluviunilor cu granulometrie fină, iar patul depozitelor aluviale se află sub nivelul talvegului, ceea ce trădează un caracter aluvionar.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL IV

CLIMA ROMÂNIEI

4.1. Caractere generale

Clima teritoriului României se caracterizează printr-o mare diversitate spațială, prin schimbări pronunțate ale trăsăturilor sale în intervale scurte de timp, aspecte condiționate de specificul acțiunii factorilor genetici. Acțiunea acestora depinde de așezarea pe latitudine și pe continent, de poziția față de principalii centrii de acțiune atmosferică. La aceștia se mai adaugă influența exercitată de factorii geografici locali, în special de relieful carpatic.

Prin așezarea pe paralele, la 45° latitudine Nordică, țara noastră beneficiază de un regim radiativ moderat. În funcție de extinderea pe latitudine, conformă cu deschiderea maximă a unghiului de incidență egală cu 4°38', radiația solară maximă se caracterizează printr-o distribuție zonală, perturbată însă, în cazul valorilor reale, sub acțiunea factorilor geografici locali.

Prin așezarea pe continentul european, țara noastră se găsește în zona de interferență a acțiunii Anticiclonului Azoric, *vara*, și a Anticiclonului Siberian, *iarna*, ale căror dorsale înaintează până la linia Carpaților. În unele cazuri dorsalele respective se unesc, formând un brâu de mare presiune.

Frecvența crescută a acestor dorsale pe continent la latitudini medii, asigură persistența unui câmp maxim baric deasupra teritoriului României. De o parte și de alta a axului orientat aproximativ de la sud-vest spre nord-est, de-a lungul căruia se extind ariile celor doi anticicloni, se situează arii depresionare importante: cea *islandeză* și cea *mediteraneană*, țara noastră găsindu-se într-o zonă de convergență a traiectoriilor ciclonilor mobili desprinși din acestea.

Variațiile sezoniere ale câmpului baric determină alternanța și schimbarea bruscă a maselor de aer atlantic și continental.

Relieful carpatic barează sau deviază înaintarea maselor de aer. În funcție de aceste procese, schimbările de vreme sunt mai pronunțate, mai rapide în regiunile extracarpatice și mai lente în partea internă a arcului carpatic. În același timp, în funcție de particularitățile circulației atmosferice în zona țării noastre, climatul acesteia are caracter de tranziție de la climatul de tip oceanic spre cel de tip continental.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

Acest fapt este ilustrat în special de creşterea continuă a amplitudinilor termice şi scăderea cantităţilor de precipitaţii în estul Carpaţilor faţă de partea vestică. Scăderea precipitaţiilor este cauzată în mare parte de prezenţa obstacolelor muntoase întâlnite în cale de către masele de aer.

4.2. Factorii climatogenetici se grupează în trei mari categorii:

-. *factori cosmici (radiativi)*;

-. *factori dinamici* (circulaţia generală a maselor de aer şi distribuţia centrilor barici);

-. *factori geografici* locali (particularităţi şi influenţe introduse de specificitatea fizionomiei geografice a suprafeţei topografice).

4.2.1. Factorii radiativi

a) Radiaţia solară înregistrează o fluctuaţie anuală de la +3,4% în ianuarie, la periheliu la –3,5% în iulie, la afeliu.

La extinderea latitudinală a României, fascicolul de raze solare acoperă un interval maxim de 4°39' de latitudine, iar variaţia actuală a unghiului de incidenţă provoacă o creştere a duratei zilei de la solstiţiul de iarnă la cel de vară de 6h30' în sud şi de 7 h 40' în nord, fapt ce impune o zonalitate corespunzătoare a proceselor climatice şi implicit, a peisajului.

Radiaţia solară prin toate componentele sale: directă, difuză, globală, reflectată, absorbită, efectivă reprezintă sursa calorică principală pentru întreaga gamă de fenomene fizico-geografice, fiind un factor climato-genetic esenţial.

a.1. Radiaţia solară directă se produce în condiţii de cer senin, respectiv nebulozitate minimă şi depinde de unghiul de incidenţă a Soarelui, de opacitatea atmosferei şi de unghiul sub care acesta este recepţionată, întrucât potenţialul radiativ, recepţionat de suprafaţa expusă perpendicular faţă de Soare, scade un număr datorită latitudinii, ci şi datorită influenţei structurii majore a suprafeţei active, îndeosebi a lanţului carpatic care influenţează evoluţia maselor de aer şi implicit opacitatea atmosferei.

Valorile medii ale radiaţiei solare directe înregistrate pe suprafaţă perpendiculară în interiorul arcului carpatic sunt de 0,70 cal/cm^2/min iar cel de la exteriorul acestuia de 1,11 cal/cm^2/min (la Iaşi) şi 1,14 cal/cm^2/min (Constanţa). Acest lucru demonstrează că România şi-ar putea acoperi, cel puţin parţial necesităţile energetice prin captarea radiaţiei solare.

Pe suprafaţă orizontală, în sudul ţării, vara în iulie se recepţionează în medie 0,7 cal/cm^2/min, iar în nord 0,6 cal/cm^2/min.

Iarna în decembrie, la ora 12, suprafaţa orizontală din sudul ţării primeşte doar 15 % din potenţialul înregistrat în secţiune perpendiculară, iar în nordul ţării, acesta se reduce până la valori mai mici de 10 %.

Pe platourile şi culmile munţilor cu altitudini de peste 2000 m, radiaţia solară directă poate depăşi la ora 12, în timpul zilelor de toamnă chiar valori de 1,5 cal/cm^2/min, datorită pe de o parte transparentei mari a atmosferei, iar pe de altă parte, mărimii unghiului sub care cad razele solare pe suprafaţa activă.

Pe versanţi, sub influenţa masei opace a atmosferei (atmosferă încărcată cu pulberi sau fum) a cărei limită superioară variază în timpul anului în jurul altitudinii de 1500 m, gradientul de creştere a fluxului radiativ are valori mult mai mari decât deasupra acesteia.

Valorile anuale ale radiaţiei directe înregistrează fluctuaţii valorice zonale: 60 - 65 kcal/cm^2/an în regiunile nordice şi 70 - 75 kcal/cm^2/an pentru regiunile sudice (Dobrogea, zona litorală, Delta şi Lunca Dunării).

Aceleaşi fluctuaţii se înregistrează şi perimetrele orografice, cu fragmentare şi orientare diferită, şi diferenţiate altitudinal, în funcţie de orientarea suprafeţelor versanţilor (umbriţi, însoriţi, semiînsoriţi)

a.2. Radiaţia solară difuză depinde de unghiul de înălţime al Soarelui deasupra orizontului, de opacitatea atmosferei şi de nebulozitate. Variaţiile înregistrate în cursul unui an sunt evidenţiate prin următoarele valori:

- 0,02 - 0,03 cal/cm^2/min – în dimineţile de la sfârşitul iernii, la 0,40 - 0,44 cal/cm^2/min în amiaza zilelor de la sfârşitul primăverii şi începutul verii.

În decembrie, cumularea unghiului de incidenţă mic cu o nebulozitate ridicată, face ca radiaţia difuză să aibă valorile cele mai reduse (10-15 %) iar vara la solstiţiu 40 – 45 %. Pe litoral, vara, în condiţii de cer acoperit radiaţia difuză atinge 50 – 55 % din ceea ce se poate realiza în situaţii de cer senin.

a.3. Radiaţia globală sau totală, reprezentând cumulul radiaţiei directe şi radiaţiei difuze, înregistrează variaţii în timp şi în suprafaţă în raport de următorii factori: nebulozitatea şi durata de strălucire a Soarelui, latitudinea geografică, orografie locală.

Variaţia zilnică a valorilor medii ale intensităţii radiaţie solare globale prezintă o creştere continuă, aproape liniară, până la amiază, urmată de o scădere accentuată, după amiază. Variaţia sezonieră a acestei radiaţii poate fi evaluată prin valorile medii înregistrate dimineaţa la achinocţii (0,03 cal/cm^2/min) şi solstiţii 0,23 cal/cm^2/min.

În regiunile exterioare arcului carpatic, radiaţia globală înregistrează vara, la zenit 1,19 cal/cm^2/min pe litoral, 1,10 cal/cm^2/min – Bucureşti –

Afumați, 1,06 cal/cm^2/min – Cluj-Napoca, 0,99 cal/cm^2/min în interiorul lanțului muntos.

Variația anuală a radiației globale în funcție de latitudine pune în evidență diferențierea caracteristicilor fizice ale maselor de aer atmosferic separate de arcul carpatic.

Valorile medii anuale exprimă particularități regionale:

Câmpia Română – 125 kcal/cm^2/an; Câmpia Banato-Crișană, Subcarpații Getici, Subcarpații de Curbură 120-122,5 kcal/cm^2/an; Dobrogea estică şi Litoralul > 135 kcal/cm^2/an; Regiuni montane < 110 kcal/cm^2/an; Depresiunea Transilvaniei, Podişul Moldovei: 115-117,5 kcal/cm^2/an (fig. 51).

Fig. 51 Regimul anual al radiației calorice (kcal/cm^2/an)

a.4. Radiația reflectată variază în funcție de albedoul suprafeței active, de structura fluxului radiației globale şi de caracteristicile fizice ale stratelor inferioare ale atmosferei. Cele mai reduse valori se înregistrează la sfârşitul toamnei şi începutul iernii.

a.5 Radiația absorbită respectiv cantitatea de energie solară preluată şi supusă transformării în energie calorică de către suprafața activă, crește foarte repede în prima jumătate a anului.

În luna ianuarie, numai 40-55% din energia solară este preluată de suprafața activă, iar în luna martie aceasta atinge 80-85 %. Radiația

absorbită variază în raport de latitudine şi de caracteristicile suprafeţei active. O parte din energia calorică rezultată în urma convertirii radiaţiei solare la nivelul suprafeţei active este transmisă conductiv spre profunzimea scoarţei terestre, iar cealaltă parte este cedată atmosferei sub formă de radiaţie de undă lungă ($\lambda = 0{,}76\ \mu$).

a.6. Radiaţia efectivă, reprezentând diferenţa dintre energia cedată radiativ de suprafaţa activă atmosferei şi cea emisă de atmosferă spre suprafaţa activă, prezintă o descreştere valorică dinspre S spre N, iar sezonier, prezintă valorile cele mai mici în nopţile de iarnă: < 0,8 cal/cm^2/min, iar pe litoral în luna iulie se înregistrează 0,22 cal/cm^2/min

Bilanţul radiativ este condiţionat de *caracteristicele fizice ale suprafeţei active*, care determină atât potenţialul energiei preluate, cât şi pe cel a energiei redate atmosferei, ca şi de *starea atmosferei*. Cele mai pronunţate diferenţieri latitudinale se produc deasupra solului neînierbat (0,75 cal/cm^2/min) la Bucureşti – Afumaţi şi 0,60 cal/cm^2/min la Cluj-Napoca, iar cele mai reduse, pe suprafeţe cu un grad mare de omogenitate coloristică şi structurală, cum sunt cele cu iarbă verde şi cele cu strat de zăpadă.

Variaţia latitudinală a bilanţului radiativ în timpul nopţii şi în timpul zilei, evidenţiază schimbul energetic care are loc între suprafaţa activă şi atmosferă. Bilanţul radiativ nocturn este negativ de-a lungul întregului an, crescând de la iarnă la vară odată cu contrastul caloric. Pe litoral, în vecinătatea mării mai reci şi în condiţiile unei dinamici atmosferice accentuată de briză, bilanţul radiativ atinge în nopţile de vară –0,07 cal/cm^2/min. Ziua, radiaţia absorbită este tot timpul anului mai mare decât radiaţia efectivă. Până în iunie-iulie, bilanţul creşte astfel încât, în timpul amiezii zilelor de vară, tot teritoriul beneficiază de peste 0,60 cal/cm^2/min. În regiunile exterioare arcului carpatic, acesta atinge 0,70 cal/cm^2/min la Iaşi, 0,72 cal/cm^2/min la Bucureşti şi 0,78 cal/cm^2/min la Constanţa. În nopţile cu cerul acoperit, bilanţul radiativ are un potenţial de numai 20 % din cel al nopţilor senine, iar la amiaza zilelor cu cer acoperit variază între 40-60 % faţă de cel ce se realizează în zilele senine.

4.2.2. Factorii dinamici

Clima teritoriului ţării noastre se caracterizează printr-un grad mare de variaţie, consecinţă directă a circulaţiei generale a atmosferei (fenomen datorat distribuţiei inegale a presiunii atmosferice pe suprafaţa globului terestru, generată de mişcarea de rotaţie a pământului, de distribuţia inegală a energiei solare pe suprafaţa terestră, de distribuţia inegală a uscatului şi apelor, a reliefului uscatului. Teritoriul României, prin poziţia sa geografică

în zona de interferență a maselor de aer tropicale cu cele polare, se găsește sub influența directă a marilor sisteme barice care acționează în toată Europa:

Anticiclonul Azorelor (M) – situat în Oceanul Atlantic, la 20 – 40° N, caracterizat *tot timpul anului,* dar cu o intensificare în sezonul cald al anului. Este un anticiclon de origine dinamică, energia care îl alimentează constând din aerul cald subtropical, care pătrunde la latitudinile acestuia (arhipeleagul Azoric) prin păturile de mijloc ale atmosferei. Vara, acesta are o poziție mai nordică prezentând, adesea, pulsații până în Scandinavia și, spre est, deasupra Mării Mediterane.

Ciclonul islandez sau minima islandeză(D), se formează pe frontul polar în nordul Oceanului Atlantic, în sud – vestul Islandei sau migrează către această regiune din mările polare. El este generat și activat de curenții reci polari și, cu toate că acționează în tot cursul anului, nu are o prezență zilnică. Acțiunea sa este strâns corelată cu cea a anticiclonului azoric într-o reciprocitate inversă. Astfel, *ciclonul islandez* este foarte extins și activ iarna, când poate ocupa integral nordul Oceanului Atlantic, atingând, uneori, adâncimea ciclonilor tropicali (960 hPa), ca urmare a deplasării către sud a anticiclonului azoric. Vara activitatea minimei islandeze este mult restrânsă spre nord, astfel influența ei asupra României este limitată.

Anticiclonul siberian (ruso-siberian sau asiatic) se formează iarna, deasupra Europei, ca urmare a răcirii accentuate a suprafeței de zăpadă, sau deasupra ghețurilor din Marea Kara, de unde se extinde deasupra Siberiei și Europei de NE. *Are un caracter semipermanent.*

Dorsala europeană a acestui anticiclon apare *aproximativ în luna septembrie* și durează până în martie. Foarte rar se formează vara, iar când apare, durează puțin și nu se extinde până în SE Europei.

Ciclonii mediteraneeni (est-mediteranean și arab)

Ciclonul est mediteranean arie de mică presiune, apare în estul Mării Mediterane, în sezonul rece, este de natură termică. Se formează pe frontul creat prin pătrunderea aerului polar peste vestul și centrul Europei, la contactul cu aerul tropical.

Frecvența cea mai mare o are iarna, dar apare și vara, mai ales în a doua jumătate a verii și la începutul toamnei, ceea ce-i imprimă un caracter de semipermanență. Influența lui este mai mare în sudul țării, unde provoacă schimbări importante în aspectul vremii și precipitații bogate. Iarna, când ciclonii mediteraneeni înaintează deasupra Mării Negre aerul cald și umed transportat de aceștia vine în contact cu aerul rece transportat de anticiclonul siberian care înaintează mult înspre SV, determinând intensificarea vântului, căderi abundente de precipitații solide și apariția viscolului mai ales în estul și SE țării (O.I. Bălescu și colab. – 1962)

Ciclonul arab – arie de mică presiune cu dezvoltare preponderentă în sectorul răsăritean al Mării Mediterane şi peninsula Arabia, imprimă circulaţia aerului din SE Europei o orientare estică.

Ceilalţi centri barici au o influenţă mai mică asupra României. Între aceştia îşi exercită influenţa:

- *anticiclonul scandinav* – care determină schimbări bruşte şi importante în aspectul vremii, având o frecvenţă ceva mai mare vara, când determină îngheţurile târzii şi timpurii.

- *anticiclonul groelandez* – are o frecvenţă mai mare în anotimpul cald; produce aceleaşi efecte;

- *anticiclonul nord-african* – transportă aer cald, tropical, însoţit uneori de praf şi numai rareori, se încarcă cu umezeală de deasupra Mării Mediterane, are o mare instabilitate termică determinând fenomene orajoase, în sudul şi sud-vestul ţării, chiar şi în anotimpul rece.

Poziţia centrilor barici faţă de teritoriul României determină condiţiile sinoptice concrete, precum şi procesele de advecţie ale diferitelor mase de aer, modificând mecanismul variabil şi foarte complex al circulaţiei generale a atmosferei.

Influenţa arcului carpatic se materializează în modificări ale dezvoltării proceselor atmosferice pe arii de mari dimensiuni, deformând fronturile, schimbând traiectoriile ciclonilor şi producând modificări şi diferenţieri în aspectul vremii. Toate acestea se reflectă în câteva situaţii specifice ale circulaţiei generale a atmosferei la latitudinea tării noastre în cele două sezoane caracteristice:

a) Sezonul rece – dezvoltarea anticiclonului siberian, facilitează pătrunderea maselor de aer rece polar până la latitudinea ţării noastre, facilitând prezenţa zilelor senine şi geroase, t=f<.

- dezvoltarea unui brâu de presiune ridicată pe fondul unificării anticiclonului siberian cu anticiclonul azoric, facilitează o iarnă blândă şi uscată;

- în condiţiile dezvoltării puternice a anticiclonului siberian dar şi a minimei est-mediteraneene, gradienţii barici sunt mari, ceea ce determină pătrunderea bruscă a maselor de aer reci continentale în E şi sud-estul ţării noastre, producând o viscolire intensă (ex. iarna 1952, 1956);

- în cazul dezvoltării puternice a anticiclonului siberian deasupra Depresiunii Transilvaniei, Depresiunii Panonice şi Platformei Valaho-Moesice, pot lua naştere nuclee secundare anticiclonice,, determinând vreme foarte geroasă, mai ales în condiţiile existenţei unui strat consistent de zăpadă (ex. iarna anului 1963, 1985);

- anticiclonul siberian, mai restrâns, şi se dezvoltă minima est-mediteraneană, ce trimite dorsale deasupra teritoriului ţării noastre,

rezultând mase de aer mai umede, ceva mai calde şi materializarea acestei situaţii sinoptice o reprezintă o vreme cu precipitaţii lichide, în genere sub formă de lapoviţă (precipitaţii mixte), iernile fiind blânde şi ploioase în vest şi sud-vest;

- când minima islandeză pătrunde pe teritoriul ţării noastre, concomitent cu anticiclonul siberian, pe fondul realizării acestui contrast termic (masă de aer rece – masă de aer cald), se realizează condensări, rezultând precipitaţiile abundente.

b) Sezonul cald evidenţiază următoarele situaţii sinoptice:

- dezvoltarea anticiclonului Azorelor facilitează trimiterea de dorsale deasupra teritoriului României, la periferia nordică a dorsalelor, devin foarte active familii de cicloni islandezi, care determină a activitate de frontoliză foarte intensă, rezultând precipitaţii foarte bogate cu caracter „musonic" de unde şi denumirea atribuită acestei circulaţii, de *circulaţie de tip musonic*, „muson atlantic", fapt materializat într-un maxim pluviometric în luna *mai – iunie*;

- anticiclonul Azorelor foarte dezvoltat, cu dorsale prezente şi deasupra Saharei. Dezvoltarea este facilitată de prezenţa minimei arabiei, foarte activă. Această situaţie sinoptică imprimă vremii din ţara noastră, secetă, temperaturi mari, canicule (iulie-august);

- anticiclonul Azorelor mai puţin dezvoltat, dar foarte dezvoltat ciclonul arab, ale cărui zone marginale se dezvoltă şi deasupra teritoriului ţării noastre, determinând secetă, vreme instabilă (circulaţia ciclonilor), vânturi calde cu caracter föhnic ce contribuie la uscăciune fiziologică.

Aceste situaţii sinoptice, cu implicaţii directe asupra vremii şi climei României, exprimă de fapt particularităţi ale interferenţei celor 4 tipuri de circulaţie ale aerului în stratele inferioare ale troposferei, deasupra Europei: circulaţia vestică, circulaţia polară, circulaţia tropicală şi circulaţia de blocare (fig 52).

Circulaţia vestică are o frecvenţă de 45% din totalul cazurilor şi reprezintă elementul preponderent în transformările atmosferice care au loc deasupra continentului. Aceasta are o mare preponderenţă, atât în perioada caldă, cât şi în cea rece a anului şi poate dura mai multe zile în şir. Ea are loc în condiţiile existenţei unui câmp de mare presiune atmosferică deasupra părţii de sud a continentului şi a unei zone depresionare în regiunile nordice. Pentru teritoriul României, situaţiile cu circulaţie vestică determină ierni blânde, în cursul cărora predomină precipitaţii sub formă de ploaie. Vara, circulaţia vestică determină.o mare variabilitate în aspectul vremii şi un grad accentuat de instabilitate, mai ales în regiunile nordice ale ţării.

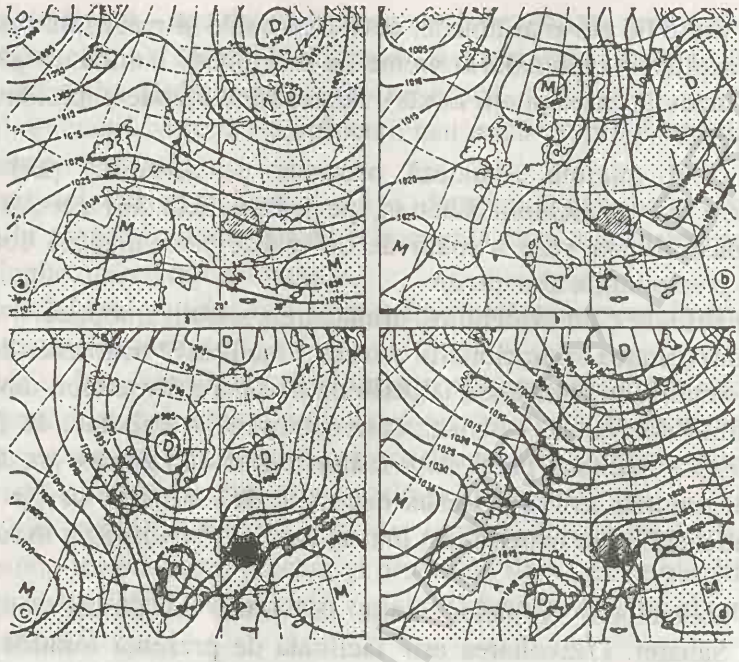


Fig. 52 Tipuri de circulaţie atmosferică (Geografia României, vol. 1, 1983) ; a. vestică; b. polară; c. tropicală; d. de blocare.

Circulaţia polară reprezintă 30 % din cazuri, fiind generată, de obicei, de dezvoltarea şi extinderea către Islanda, a anticiclonului Azorelor. Deplasări ale maselor de aer şi ale perturbaţiilor atmosferice sunt orientate, în general, dinspre nord-vest spre sud-est. Această circulaţie antrenează, spre Europa centrală şi de sud-est, mase de aer de origine oceanică, de la latitudinile polare, care determină scăderea temperaturii, creşterea nebulozităţii şi căderea precipitaţiilor, mai ales sub formă de averse.

Uneori pot să apară şi cazuri când dorsala acestui anticiclon se uneşte cu anticiclonul situat în mările polare nordice, sau cu cel cantonat deasupra platourilor înalte înghețate ale Groenlandei sau deasupra Peninsulei Scandinave, ceea ce face ca peste Europa centrală să pătrundă, dinspre nord, din bazinul polar, mase de aer care pot produce o scădere pronunţată a temperaturii. Pentru România, acest tip de circulaţie provoacă răcirile de primăvară-vară şi toamnă (Elena Milea şi colab., 1971), iar iarna, temperaturi foarte coborâte (îndeosebi în depresiunile intracarpatice) şi uneori, căderi abundente de zăpadă, însoţite de viteze foarte mari ale vântului (100-150 km/oră), care viscoleşte zăpada.

Circulaţia tropicală reprezintă numai 15% din cazuri şi asigură transportul excensului de căldură din regiunile tropicale în cele polare.

Aceasta se manifestă deasupra regiunilor noastre, fie pe direcția de sud-vest, când aerul tropical trece pe deasupra Mării Mediterane, aducând o cantitate substanțială de vapori de apă, fie pe direcția de sud-est, când trece peste Asia Mică, ajungând deasupra României sub forma unui aer mai cald sau fierbinte, sărac în precipitații. De aceea, importanța ei pentru clima României este deosebită. În perioada rece a anului, transportul aerului cald din nordul Africii peste Mediterana determină apariția în țară a iernilor blânde şi, de cele mai multe ori, contribuie la căderea unor mari cantități de precipitații. Vara, transportul de aer fierbinte din sud-est determină vreme frumoasă şi deosebit de călduroasă şi secetoasă, iar cel de aer maritim tropical din sud-vest, vreme instabilă, cu averse şi descărcări electrice.

Circulația de blocare are loc când deasupra continentului european se instalează un regim de presiune ridicată care deviază perturbațiile ciclonice care apar în Oceanul Atlantic către nordul şi nord estul Europei, blocând direcția de deplasare spre partea centrală şi spre sud-est a acesteia. În acest timp, regiunile centrale şi de sud-est ale continentului se găsesc într-un câmp de presiune atmosferică ridicată, cu vreme frumoasă, cu cer mai mult senin, călduroasă şi secetoasă, vara închisă şi umedă, dar cu precipitații neînsemnate, iarna.

Fiecare din tipurile principale ale circulației aerului menționate are, la rândul său, mai multe variante, în funcție de poziția şi intensitatea principalelor sisteme barice (cicloni şi anticicloni), care le generează şi le influențează permanent. Printre acestea menționăm anticiclonul azoric, ciclonul islandez, anticiclonul ruso-siberian, ciclonii mediteraneeni, cu frecvență mai mare, şi anticiclonul groenlandez, anticiclonul scandinav, anticiclonul nord-african şi ciclonul arab, cu frecvență mai mică.

4.2.3. Factori geografici

Sursa principală de transformare a energiei solare radiante în căldură, de umezire a aerului şi deci care contribuie la transformarea maselor de aer în deplasarea lor, o constituie suprafața terestră subiacentă, activă

Rolul suprafeței active de factor climatogen se definește numai în contextul raporturilor sale cu pătura de aer inferioară a atmosferei, de unde derivă şi denumirea de „suprafață activă", respectiv cu rol activ în transformarea energiei solare radiante în căldură şi în modificarea stării dinamice a maselor de aer prin umezire sau uscare în timpul deplasării acestora.Natura complexă şi variată a peisajului geografic respectiv se reflectă în mod evident în climat.

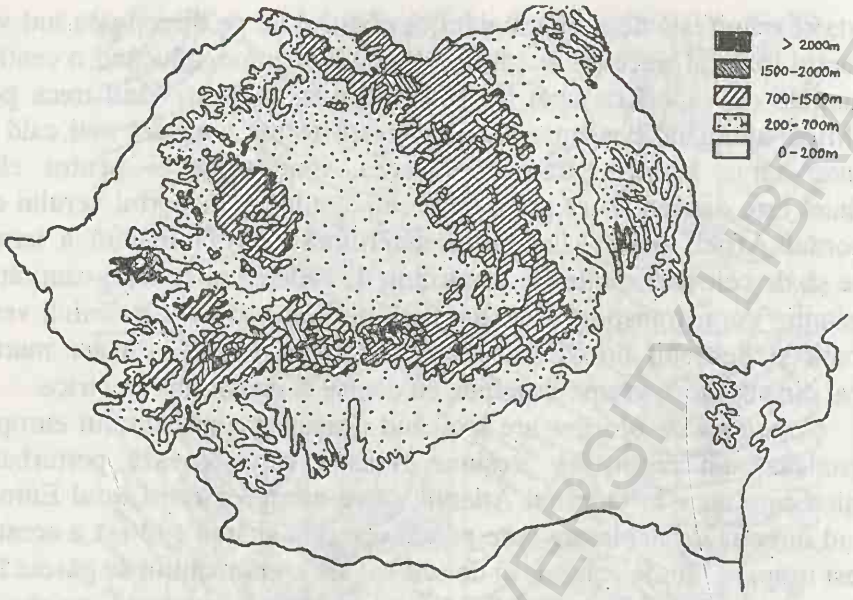


Fig. 53 Treptele hipsometrice (Geografia României, vol. 1, 1983)

Astfel *relieful* (Fig. 53), prin prezența Carpaților, cu altitudini ridicate şi orientarea pe care o au față de principalele sisteme barice, are o influență hotărâtoare asupra distribuției maselor de aer şi a mersului vremii. În plus dispunerea concentrică altitudinală a marilor categorii de forme de relief a dus la etajarea climatului. Pentru diferite tipuri de climat local (topoclimate), relieful contribuie la geneza acestora, mai ales în cazul depresiunilor, care favorizează acumularea şi reținerea aerului dens prin orientarea culmilor şi a pantelor, gradul de fragmentare.

Vegetația, ca o suprafață activă suplimentară, generează condiții specifice pentru apariția unor microclimate distincte. Astfel prin fenomenul de transpirație al plantelor se ridică gradul de umiditate al aerului, se atenuează absorbția în sol a radiațiilor (deci e ffavorizată existența unor temperaturi mai joase), se modifică şi se atenuează regimul vântului, etc.

Solurile, acționează în special prin capacitatea lor de reflectare a razelor solare (albedoul) datorită culorii. Astfel cernoziomurile prin culoarea lor mai închisă, reflectă, aproximativ 12 % din radiația solară, pe când nisipurile reflectă 30 –40 %, iar sărăturile 25 – 45 %. Marea extensiune în țara noastră a solurilor de culoare închisă nu face decât să favorizeze prezența unor energii calorice ridicate, care oferă condiții optime de temperatură culturilor agricole.

BUCHAREST UNIVERSITY LIBRARY

Bazinele lacustre şi chiar râurile, prin comportarea lor distinctă faţă de uscat în ceea ce priveşte absorbţia radiaţiilor, consumă o energie calorică mai mare şi favorizează în timpul verii, în zona înconjurătoare, temperaturi ceva mai joase ale aerului mai umed şi invers, iarna (ex. prezenţa şi influenţa Mării Negre şi sistemul lagunar Razim pentru zona litoralului românesc).

4.3. Regimul principalelor elemente climatice.

4.3.1. Regimul temperaturii aerului

În distribuţia izotermelor anuale, sezoniere sau zilnice este reflectată marea diversitate a condiţiilor fizico-geografice ale teritoriului României, reflectând atât dispunerea pe trepte concentrice şi în amfiteatru a reliefului, cât şi etajarea verticală a unităţilor morfostructurale şi morfosculpturale ale teritoriului României. Pe de altă parte extensiunea în latitudine a teritoriului României este reflectată în diferenţierile termice între nordul şi sudul ţării, mai ales în mediile anuale şi multianuale (8-9° în nord şi 11° în sud).

Regimul temperaturii medii anuale. Izoterma medie anuală cea mai ridicată este cea de 11° C şi delimitează în sudul ţării, în lungul văii Dunării, o fâşie lată de 20-30 km. Litoralul Mării Negre şi Delta Dunării au temperaturi ce depăşesc această valoare.

Cea mai mare parte a Dobrogei nordice şi a Câmpiei Banato-Crişane se situează între izotermele de 10-11° C. De la izoterma de 10°C către zonele muntoase, temperaturile medii anuale scad într-un ritm accentuat în funcţie de altitudine ajungând ca izoterma de 0° C să o întâlnim la altitudinea de 2000 m în Carpaţii Meridionali şi la 1800-1850 m în Carpaţii Orientali (graniţa de nord).

Se observă de asemenea o diferenţiere între versanţii nordici şi sudici, între depresiunile intramontane şi culmile muntoase înconjurătoare. Valorile medii anuale sunt mai scăzute în nordul ţării şi pe pantele cu expunere nordică, iar văile râurilor mari (Jiu, Olt, Trotuş, Mureş, Someş, etc.), ca şi unele depresiuni (Tg. Jiu, culoarul Timiş-Cerna) au temperaturi medii anuale mai ridicate decât zonele înalte înconjurătoare.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

Fig. 54 Regimul temperaturii medii a lunii ianuarie

Fig. 55 Regimul temperaturii medii a lunii iulie

BCU IAȘI CENTRUL UNIVERSITAR LIBRARY

Regimul termic în luna cea mai rece (ianuarie) este evaluat prin valorile medii pentru această lună cuprinse între 0° C şi –10° C (fig. 54). Izoterma de 0° C nu delimitează decât o suprafaţă foarte redusă ce se găseşte în Dobrogea, cuprinzând zona Mangaliei. Foarte redus este şi arealul temperaturilor medii cuprinse între 0° C şi –1° C (litoralul şi Delta Dunării). Valori între –3° C, -4° C se întâlnesc în Podişul Moldovei, Podişul Transilvaniei, cu menţiunea că pe acest fundal se înscriu o serie de areale cu temperaturi între –4° C şi 5° C, care corespund văilor Oltului, Mureşului, Târnavelor, Someşului, Siretului, Bârladului, Câmpiei Moldovei, consecinţă directă a inversiunilor de temperatură.

Zona muntoasă este în general cuprinsă între izotermele de –4° C şi –10° C. Temperaturile medii lunare sub –10° C se întâlnesc pe culmile înalte ale Munţilor Făgăraş, Retezat, Bucegi, Rodnei; în depresiuni intracarpatice apar aproape aceleaşi temperaturi joase întâlnite pe culmile carpatice, consecinţa inversiunilor de temperatură.

Regimul termic al lunii celei mai calde (iulie) exprimă variaţia areală a valorilor cuprinse între 8° - 23° C. Izoterma de 22° C detaşează Câmpia Română şi Dobrogea de restul teritoriului, inclusiv Câmpia Banato-Crişană, unde acestea sunt mai scăzute (fig. 55). Temperaturi de peste 23° C nu se găsesc decât pe o fâşie îngustă de-a lungul Dunării. În Piemontul Getic, Câmpia Banato-Crişană, Dealurile de Vest şi Podişul Moldovei temperaturile se situează între 18-22° C. Începând cu Subcarpaţii, spre culmile înalte, temperaturile scad aproape uniform cu înălţimea, între 18° şi 8° C (pe culmile cele mai ridicate). Se remarcă faptul că întreaga ramă estică a Podişului Transilvaniei are temperaturi ceva mai scăzute, izoterma de 18° C coborând mult mai jos decât în restul ţării, iar caracterul tentacular al temperaturii mai ridicate din lungul văilor este foarte bine pus în evidenţă.

În general pentru teritoriul ţării noastre temperaturi maxime se înregistrează în iulie, iar minimile în ianuarie. Excepţie fac însă Carpaţii, unde acestea sunt mai coborâte în februarie şi mai ridicate în august, consecinţă a întârzierii echilibrării temperaturii solului şi ale stratului de deasupra.

Un alt element caracteristic pentru climat se referă la *sumele anuale ale temperaturilor medii zilnice pozitive.*

Cea mai ridicată sumă depăşeşte 4200° şi se întâlneşte de-a lungul Dunării (Giurgiu 4338°). Pentru Câmpia Română, Dobrogra, sud-vestul Banatului, această sumă coboară în jurul a 4000°. În Podişul Transilvaniei şi Subcarpaţii Meridionali, această sumă înregistrează valori de 3200-3600°, pentru ca în zona muntoasă să scadă treptat, cu aproximativ 100-120°/100 m, ajungând ca la 2500 m să se înregistreze 560°. În general se observă o

evidentă creştere a acestor valori de la nord la sud (3700-3800°) şi de la munte la şes (800-1000°).

În ceea ce priveşte amplitudinea termică medie anuală (diferenţa dintre cea mai ridicată şi cea mai scăzută medie lunară) importanţa decurge din faptul că reprezintă indicatorul cel mai expresiv al *gradului de continentalism*. Ea atinge valori maxime în Câmpia Română şi Dobrogea vestică unde depăşeşte 25° C, apoi Podişul Moldovei şi Munţii Dobrogei 24° C, în Podişul Transilvaniei 23° C, în Câmpia Banato-Crişană şi pe litoral 22° C etc.

Temperaturile maxime şi minime absolute. Din datele obţinute se observă că temperaturile maxime absolute ating valori de 41° C în Câmpia Română, 40° C în Câmpia Banato-Crişană, 38-39° C în Podişul Moldovei, 37° C în Podişul Transilvaniei. Maxima absolută fiind înregistrată la *10 august 1951*, la staţia Râmnicelu *+44,5° C în Bărăgan*, Temperaturile minime absolute ating valori de –30° C, aproape pentru tot teritoriul tării noastre, excepţie făcând litoralul, Banatul şi Podişul Getic. Minima absolută s-a înregistrat la 25 ianuarie 1942, *Bod, -38,5° C.*

Regimul înghetului. Datele medii ale *primului îngheţ* variază puţin, el făcându-se simţit încă din *septembrie* în zona cu altitudini de *peste 1500 m* şi la începutul lunii *octombrie* în depresiunile subcarpatice şi extracarpatice, în Carpaţi, Podişul Sucevei, Podişul Transilvaniei.

În Podişul Moldovei, înghetul apare la *mijlocul lunii octombrie*, iar în Câmpia Română şi Câmpia Banato-Crişană, la sfârşitul acestei luni, în Dobrogea şi V. Dunării înghetul se produce după 1 noiembrie.

Ultimul îngheţ se produce pe un interval relativ scurt, de exemplu în Dobrogea şi V. Dunării între 29 martie şi 5 aprilie, între 1-20 aprilie în Câmpia Română şi între 10-20 aprilie în Câmpia Banato-Crişană, Podişul Transilvaniei, etc. Ţinând seama de datele existente putem afirma că durata îngheţ este de 80 de zile pe litoral, sub 100 de zile în Câmpia Română şi Câmpia Banato-Crişană, sub 110 zile în Transilvania, 110-120 zile în sudul Podişului Moldovei şi Podişul Getic; 120-140 zile în Podişul Sucevei şi 263 zile pe Vârful Omu (2507 m).

De remarcat că zilele cu îngheţ de primăvară şi toamnă sunt însoţite noaptea de brumă, fenomen, cu mari consecinţe în agricultură.

Regimul umidităţii aerului

Sursa principală de alimentare a aerului cu umiditate pentru ţara noastră o reprezintă Marea Neagră, Oceanul Atlantic şi Marea Mediterană fiecare exercitând influenţe diferite în raport de distanţă şi de intensitatea

circulației atmosferice. La aceste surse se adaugă vaporii de apă proveniți din evaporarea apei bălților și râurilor.

Caracteristica umezelii aerului este dată de valoarea umezelii relative și umezelii absolute.

Umiditatea relativă, care arată gradul de saturare a atmosferei, se exprimă prin raportul dintre cantitatea de vapori existentă în aer și cantitatea maximă corespunzătoare temperaturii aerului.

Din datele existente s-a observat că valorile cele mai mari se întâlnesc pe litoral și în regiunea muntoasă înaltă (r>80 %), iar cele mai scăzute valori, ca urmare a încălzirii aerului și scăderii umidității acesteia, în descendență, se întâlnește în Subcarpați (r = 63%).

Repartiția pe anotimpuri a acestor valori demonstrează un *maxim de iarnă* și un *minim de vară*. Ponderea principalelor maxime în luna decembrie constă în frecvența mare a invaziilor de aer mai cald și umed dinspre Marea Mediterană, care în luna ianuarie cedează locul aerului mai rece și mai uscat nordic. Excepție face litoralul, unde influența mării se resimte și în ianuarie.

O situație cu totul diferită o au marile înălțimi muntoase, unde situația se prezintă invers, în sensul că valorile medii lunare cele mai ridicate ale umidității relative apar vara (iunie-iulie) și *nu iarna*.

Fenomenul se datorește prezenței maselor de nori convectivi, vara la amiază, care generează precipitații.

Umiditatea absolută (cantitatea vaporilor de apă aflată la un moment dat într-un metru cub de aer, la o anumită temperatură – densitatea vaporilor de apă) înregistrează aceleași oscilații regionale cu umiditatea relativă.

Valoarea umidității absolute este 6,5-8 g/m^3 în Câmpia Română, 7 g/m^3 în Podișul Transilvaniei, Podișul Moldovei, Subcarpați, iar în zonele situate la peste 2000 m de circa 4 g/m^3. Cea mai mare valoare a umidității absolute se întâlnește pe litoral, unde ajunge până la 90 g/m^3. Se observă o scădere a *umidității absolute* medii anuale în raport cu altitudinea.

Sezonier situația se prezintă astfel:

Vara datorită creșterii cantității de vapori de apă printr-o evaporare eccentuată, umiditatea absolută ridicată în Câmpia Română (10-13 g/m^3) + Dobrogea, Câmpia Banato-Crișană, Moldova; 6 g/m^3 – înălțime > 2000 m; 14-16 g/m^3 pe litoral – vecinătatea Mării Negre.

Iarna – 3-4 g/m^3 în câmpii și zonele deluroase; < 2 g/m^3 pe înălțimi muntoase.

Regimul nebulozității

Nebulozitatea își declină rolul activ în climatul României prin multiplele influențe asupra regimului termic al aerului atmosferic și asupra regimului termic din sol.

Gradul de acoperire cu nori duce pe de o parte la diminuarea radiației solare, iar pe de altă parte, face ca pierderile de căldură ale solului prin radiația nocturnă să fie mai reduse.

Nebulozitatea și regimul norilor, sunt influențate de circulația atmosferei regimul centrilor barici și de relief care imprimă uneori o anumită evoluție fronturilor de aer și o anumită orientare a deplasării norilor.

În repartiția valorilor medii anuale a nebulozității se observă o creștere cu altitudinea. Pe litoralul Mării Negre, în lunca și Delta Dunării, ca urmare a circulației diurne de tip briză și de destrămare a norilor se înregistrează valorile cele mai mici din țară < 5 zecimi. În schimb în câmpie și regiunile deluroase unde convecția termică duce la formarea norilor, valorile ajung la 5,5 – 5,7/10, iar la munte valorile cresc la 6 – 7/10, mai ales pe marile înălțimi.

Sezonier înregistrăm o uniformizare a valorilor nebulozității pentru *iarnă*, în general ridicată 6-7/10 pentru întreaga țară. Excepție de la acestă situație o fac văile și depresiunile, unde sub influența inversiunilor de temperatură care favorizează formarea norilor stratiformi, nebulozitatea crește și de asemenea piscurile înalte montane, ce se găsesc de cele mai multe ori deasupra norilor, cu valori reduse (3/10).

Vara, în schimb, diferențierea distribuției valorilor nebulozității este foarte evidentă: pe litoral ajungând la 2,5/10, în câmpie 3,5-4/10, de unde cresc progresiv până la 7/10 pe culmile muntoase înalte.

Factorii care intervin în modificarea acestui parametru climatic sunt: etajarea altitudinală, diferențierile sezoniere în regimul circulației generale atmosferei, activitatea antropică prin activități industriale, agricole.

Un indicativ foarte concret al frecvenței nebulozității îl constituie *numărul zilelor senine*, care demonstrează valori mai ridicate pentru Deltă (150), litoral (135-150), Câmpia Olteniei și sudul Câmpiei Banato-Crișane (130) iar pentru restul zonelor de câmpie (110-130), în zona deluroasă (100-120) și în munți (80-90).

Numărul de zile senine are influență directă asupra duratei de strălucire a soarelui observându-se aceiași descreștere de la litoral la zonele muntoase.

Durata anuală de strălucire a Soarelui înregistrează 2250-2300 ore pe litoral şi în Deltă, peste 2000 de ore în câmpie, ajungând până la 1400-1500 ore pe culmile înalte ale Carpaţilor.

4.3.2. Regimul precipitaţiilor

Influenţa directă a celor 4 sisteme barice asupra sectoarelor teritoriului ţării noastre, cu care ele vin direct în contact şi fizionomia orografică a acestuia determină o distribuţie inegală a precipitaţiilor atât în spaţiu cât şi în timp. Observaţiile de lungă durată au concretizat aceste inegalităţi şi au oferit în acelaşi timp posibilitatea stabilirii variaţiei precipitaţiilor.

Cantitatea medie anuală a precipitaţiilor (fig. 56) pe teritoriul României consemnată în urma măsurătorilor multianuale efectuate peste 100 ani este de *637 mm.*

Se evidenţiază diferenţieri regionale între vestul ţării, regiuni supuse invaziilor de aer umed şi cele estice mai uscate sub regimul anticiclonic siberian, precum şi dintre regiunile înalte cu precipitaţii bogate şi cele joase. Pe culmile masivelor înalte (Retezat, Parâng, Făgăraş, Rodna) precipitaţiile anuale înregistrează peste 1400 mm, iar în restul masivelor se menţine între 1000 - 1400 mm.

Cantitatea ridicată de precipitaţii este consecinţa intensificării activităţii fronturilor de aer, la trecerea lor peste munţi, iar pentru sezonul de vară şi începutul toamnei, a convecţiei termice intense, care formează nori cumuliformi, generatori ai averselor de după amiază (Stâna de Vale – 1541 mm/an).

Remarcăm totodată că poziţia culmilor carpatice în raport cu circulaţia vestică, determină deosebiri cantitative evidente între precipitaţiile care cad pe pantele orientate spre vest şi nord, faţă de cele opuse. Aşa se explică cantităţile ridicate de peste 1000 mm din vestul Carpaţilor Occidentali, din Munţii Maramureşului şi din lanţul vulcanic, spre deosebire de restul Carpaţilor Orientali unde scad la 800-1000 mm. Aceiaşi situaţie o regăsim în cazul depresiunilor adăpostite faţă de curenţii vestici (Giurgeu, Ciuc, Braşov) unde cad sub 600 mm/an, sau a celor din estul şi sudul Carpaţilor (Comăneşti, Dărmăneşti, Comandău, Nişcov, Dumitreşti, Vrancei, etc). Aceiaşi explicaţie o regăsim în cadrul diferenţierilor înregistrate în Podişul Transilvaniei, în a cărui parte vestică, adăpostită, cad sub 600 mm, faţă de 700-800 mm în partea sa estică.

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

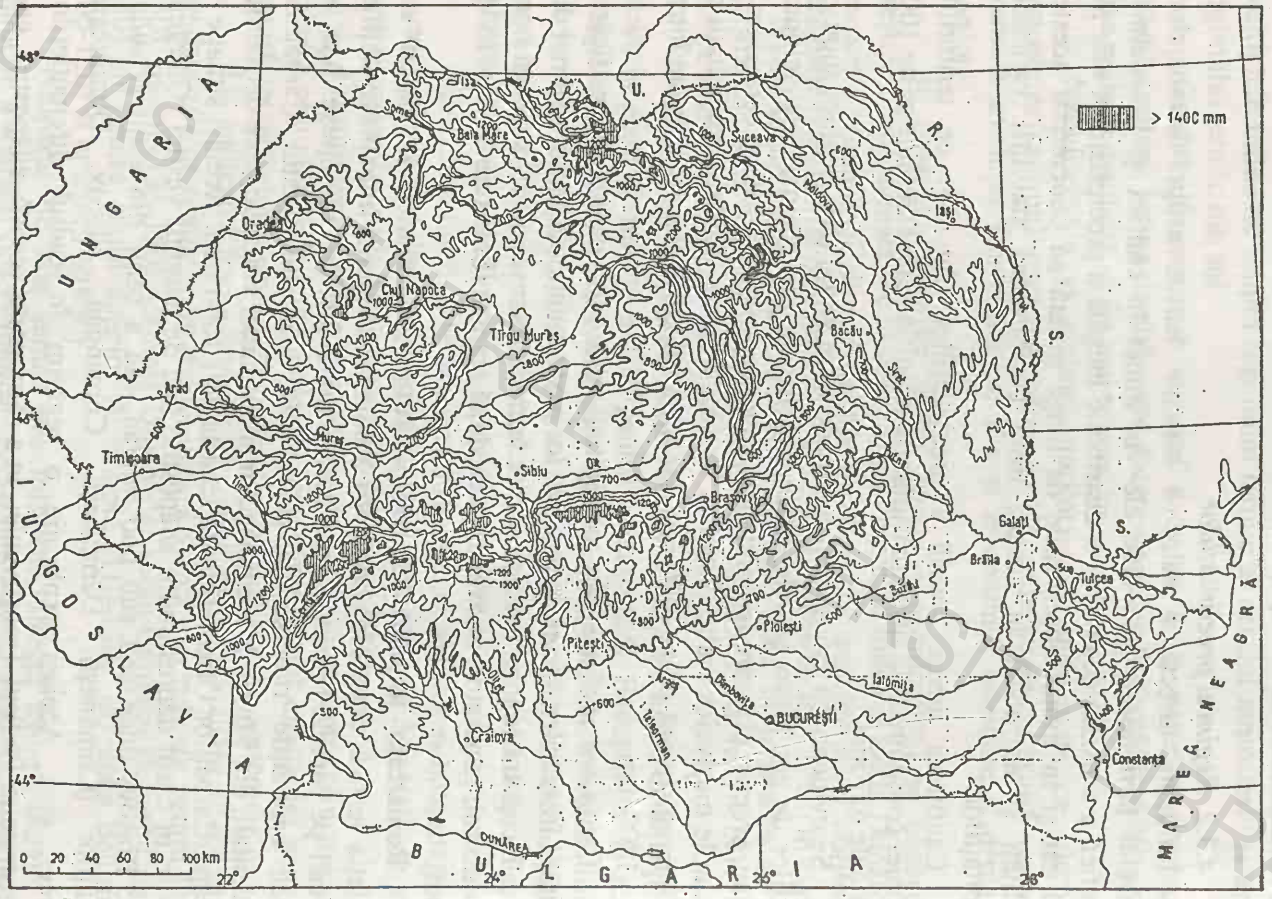


Fig. 56 Repartiția precipitațiilor medii anuale (Atlasul României, 1975)

BCU IAȘI
BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARĂ
LIBRARY

Poziția adăpostită față de curenții vestici este resimțită și în Subcarpați, unde deși relieful are altitudini ridicate (400-1000m) precipitațiile sunt relativ scăzute, aproximativ 600 mm/an în S. Moldovei și Subcarpații Curburii, 700-800 mm/an în Subcarpații Getici.

În Podișul Getic cad circa 600 mm/an, iar în nordul și centrul Podișului Moldovenesc 500-600 mm/an. Gradul de continentalitate se intensifică în cazul sudului Podișul Moldovei (Piemontul Covurluiului, Dl. Fălciului), Câmpia Bărăganului și Dobrogea unde precipitațiile scad sub 500 mm/an. Excepție face restul Câmpiei Române și nord-vestul Dobrogei cu peste 500 mm/an, iar pe litoral se înregistrează 350 mm/an în Nord (și Deltă) și 380-400 mm/an în sud.

Poziția vestică a Câmpiei Banato-Crișane se reflectă în regimul precipitațiilor, cu o medie de 600 mm/an, iar Dealurile Vestice înregistrează 700-800 mm/an.

Regimul sezonier al precipitațiilor

Modul de distribuție a precipitațiilor pe cele două sezoane rflectă particularitățile interferenței regimului ciclonic și anticiclonic deasupra teritoriului României.

În *sezonul cald* (vara), datorită circulației nord-vestice predominante, în zonele muntoase înalte și în estul Podișului Transilvaniei cad circa 70 % din totalul precipitațiilor anuale. În Dealurile Vestice, Munții Banatului, Subcarpați, vestul Podișului Transilvaniei și nordul Podișului Moldovei cad 65 %. În restul țării, inclusiv Dobrogea, cad între 55-65 %, excepție făcând litoralul și Delta, unde datorită slăbirii convecției termice cad sub 55 % și sud-vestul Olteniei și al Banatului, unde cad sub 50 % fapt ce trădează influența regimului submediteranean.

În *sezonul rece* cad mai puține precipitații, acesta ca urmare a predominantei regimului anticiclonic, excepție făcând sud-vestul Olteniei și Banatului din cauza frecvenței ciclonilor mediteraneeni.

Regimul mediilor lunare al precipitațiilor atmosferice

Maximul mediilor lunare de precipitații are loc în *luna iunie*, urmare mai ales a activității ciclonice din cadrul frontului polar și al convecției termice directe, iar *minimul* în perioada *ianuarie-martie*, mai evident în *februarie*, urmare a maximului baric generat de prezența dorsalelor anticiclonului euro-asiatic, uneori cu dezvoltarea unor centri regionali din Depresiunea Transilvaniei și Peninsula Balcanică. O excepție de la această

regulă o fac culmile înalte carpatice unde minimul anual principal al precipitațiilor este înregistrat în luna septembrie, datorită activității anticiclonice.

Alături de aceste maxime şi minime principale în anumite regiuni ale țării mai există câte un maxim şi minim secundar.

Situația cea mai evidentă apare în Câmpia Olteniei şi Podişul Getic unde *toamna*, în lunile *octombrie-noiembrie* prin intensificarea treptată a activității ciclonilor din Marea Mediterană se produc precipitații bogate care egalează uneori maximul principal din *iunie.*

Aceiaşi perioadă de toamnă corespunde şi maximului secundar din sudul Câmpiei Banato-Crişane, Câmpiei Române şi sudul Moldovei, numai că el este mai redus. Pentru restul țării (Transilvania, Dobrogea, nordul Moldovei) *nu există un al doilea maxim evident.*

În ceea ce priveşte minimul secundar, din Câmpia Banato-Crişană, Câmpia Română, Podişul Getic, acesta se înregistrează în lunile *august-septembrie*, şi *lipseşte în celelalte regiuni.*

Variațiile neperiodice anuale şi multianuale ale precipitațiilor pe teritoriul României materializează dependența acestora de particularitățile circulației generale a atmosferei.

Astfel cele mai mari cantități anuale de precipitații s-au înregistrat în anii cu predominarea activității ciclonice şi frontale pe întreg teritoriul țării sau numai în unele regiuni. Exemple ne oferă anii 1897, 1912, 1970, 2001, cu cantități anuale de precipitații generalizate în întreaga țară ca urmare a unei intense activități ciclonice şi a unor invazii de aer umed. Regional, exemplificările materializează efectele în topoclimatele complexe ale Câmpiei Române: 1966, 1969, 1970, 1971, 1972; Dobrogei, 1939; Depresiunii Transilvaniei: 1895, 1933, 1970, 1997, 2001.

Cele mai mici cantități anuale de precipitații s-au înregistrat în anii cu o circulație predominant anticiclonică, cu advecții ale aerului cald tropical sau continental (1896-1907, 19456-1946).

Regional, valorile cele mai mici au fost înregistrate în :

- Dobrogea şi litoral: < 200 mm (Sulina 132,7 mm – 1920)
- regiunea dealurilor, podiş, câmpie: <150-400 mm (Brăila 179 mm – 1951)
- regiuni muntoase: 600-800 mm/pentru versanții cu expunere vestică şi 300-400 mm în depresiuni şi culoare.

Reflexul condițiilor orografice locale, combinate cu circulația generală a atmosferei sunt exprimate în cantitățile maxime de precipitații în 24 ore, materializare a regimului torențial al precipitațiilor.

Acestea pot depăşi uneori cantitatea medie lunară multianuală sau, în unele regiuni, mai ales de câmpie chiar cantitatea anuală. Cauzele care

determină astfel de ploi se datoresc convecţiei locale puternice, trecerii unui front rece, fie ascensiunii forţate a unei mase de aer umed pe versanţii muntoşi.

Din analiza hărţii privind repartiţia teritorială a valorilor anuale ale cantităţii maxime în 24 ore (Atlas. R.S. România, 1972-1979) se evidenţiază câteva situaţii speciale pentru:

- C. A. Rosetti (Delta Dunării) , cu valori de 530,6 mm înregistrate 29.VIII.1924;
- Ciupercenii Vechi (sud-vestul ţării, lângă Calafat) , cu 348,9mm în 6.VI.1925;
- Fundata (Culoarul Rucăr-Bran) cu 306 mm în 19.VI.1924.

Nu puţine sunt şi situaţiile inverse, cu ani secetoşi când de exemplu în Câmpia Română precipitaţiile anuale au ajuns la numai 120 mm la Drăgăneşti-Vlaşca; 131 mm la Techirghiol (Dobrogea), 133 mm la Jurilovca (Delta Dunării), Vârful Omu (Bucegi) 800 mm.

Regimul precipitaţiilor solide (ninsoarea)

Poziţia geografică a ţării face ca o cantitate importantă din totalul precipitaţiilor anuale să cadă sub formă de zăpadă, numărul zilelor de iarnă cu fenomene de ninsoare să crească treptat de la câmpie spre munte. Astfel în câmpie să se înregistreze 15-25 de zile în Câmpia Banato-Crişană, 15-20 de zile în Câmpia Jijiei şi în Câmpia Română 20-25)de zile.

Regiunile subcarpatice şi deluroase prezintă 30-40 zile (excepţie Subcarpaţii Curburii cu 10-20 zile, iarregiunile muntoase înregistrează peste 50 zile.

Grosimea stratului de zăpadă creşte odată cu altitudinea, respectiv 5 cm în Dobrogea; 5-20 cm în zona de câmpie şi dealuri şi peste 1 m în zona montană.

Numărul zilelor cu strat de zăpadă înregistrează variaţii regionale. Dobrogea şi sudul Câmpiei Banato-Crişane înregistrează peste 30 de zile ; regiunile de deal şi podiş prezintă un număr de 70-80 de zile ,iar 90 de zile sunt caracteristice nordului ţării, iar culmile înalte şi adăpostite păstrează stratul de zăpadă până la 7 luni.

Durata stratului de zăpadă (între prima şi ultima cădere de zăpadă) este cuprinsă între: 1.XII – 1.III pentru Dobrogea, Câmpia Banato-Crişană) şi 1.IX – 1.VI pentru regiunea montană

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

4.3.3. Regimul presiunii atmosferice

Diferențierile de presiune atmosferică la nivelul teritorial al țării noastre sunt consecința prezenței celor 4 sisteme barice amintite, sub influența cărora se găseşte teritoriul României, corelate cu fiziografia teritoriului țării noastre ca urmare a scăderii valorilor presiunii atmosferice odată cu altitudinea şi a dispunerii reliefului în trepte concentrice, o primă caracteristică a modului de distribuție a presiunii atmosferice, indiferent de influența centrilor barici, o constituie prezența valorilor ridicate, jos, la câmpie şi a celor scăzute, sus, pe culmile carpatice.

Pe litoral valorile medii anuale ale presiunii atmosferice se situează între 1016-1017 hPa ; dealurile (<500 m altitudine) 955 hPa munții (1500 m altitudine) – 850 hPa , iar culmile înalte de 2000 m – 800 hPa, pentru ca la nivelul crestelor de peste 2400 - 2500 m, unde aerul este mult rarefiat să ajungă la 745 hPa.

4.3.4. Regimul vântului

Frecvența, viteza şi direcția vântului reprezintă materializarea influenței reliefului (grad de fragmentare, pante, orientarea versanților) în circuitul general a atmosferei la nivelul teritorial al țării.

Din datele meteorologice existente reiese că pentru altitudini ridicate, deasupra teritoriului țării noastre predomină circulația vestică, caracteristică latitudinii medii (Vf. Omu – 64 %).

Pentru altitudini mai joase însă, datorită poziției lanțului Carpaților, regimul vântului capată particularități regionale:

În Podişul Transilvaniei şi Câmpia Banato-Crişană , domină vânturile de nord-vest; în Podişul Moldovei cele de nord-vest şi nord, iar în sudul Podişului Moldovei şi Dobrogea, cele de nord-est şi nord, iar Câmpia Română , circulația din est, nord-est şi vest- sud-vest, să fie dominantă.

Materializarea influențelor distribuției centrilor barici deasupra Europei şi introducerea unor modificări locale în circulația generală prin factorul orografic, se realizează prin circulația locală sau vânturile locale: vânturile de vale-munte, brizele, föhnurile, crivățul, Nemira, Austrul, Băltărețul, Munteanul şi Suhoveiul.

Vânturile de vale – munte (cunoscute şi sub denumirea improprie de brize de munte) sunt caracteristice regiunilor cu relief accidentat şi alternanței fluxului energetic (suprafețe însorite – umbrite)

Brizele – caracteristice litoralului Mării Negre, se produc sub impulsul transferului energiei între suprafața uscatului şi mării, cu

repercursiuni în modificările centrilor barici areali şi au caracter diurn; efectul de circulaţie puternică se realizează în sezonul cald.

Schimbarea sensului de mişcare a maselorde aer atât în cazul vânturilor de vale - munte cât şi a brizelor se realizează la o oră după apusul ori răsăritul Soarelui, când se realizează modificarea regimului temperaturii la suprafaţa solului, şi implicit schimbarea centrilor barici.

Föehnurile – vânturi catabatice locale, calde şi uscate, se formează la traversarea munţilor pe versanţii opuşi circulaţiei dominante a aerului din vest şi sud-vest, determinând creşterea nebulozităţii, umezelii aerului şi frecvenţa precipitaţiilor (exteriorul Carpaţilor şi Subcarpaţilor de Curbură, sud-estul Munţilor Apusenilor. În nordul Munţilor Făgăraş se dezvoltă foehnul românesc, Vântul Mare, cunoscut de localnici sub numele de " "mâncătorul de zăpadă" întucât fiind un vânt catabatic cald şi care acţionează la începutul primăverii grăbeşte topirea zăpezilor. Subcarpaţii Moldovei resimt de asemenca prezenţa fenomenelor de foehnizare în dinamica ecosistemelor. În Banat acţionează Coşava, vânt catabatic care iarna e foarte rece şi uscat. Acţiuni de foehnizare a maselor de aer se realizează şi în Depresiunea Oraviţei, Depresiunea Giurgeului, Depresiunea Ciucului, Depresiunea Maramureşului).

Crivăţul este un vânt foarte puternic, rece şi uscat ce se dezvoltă la periferia anticiclonului siberian, şi are ca direcţii de acţiune dinspre nord-est spre sud-vest; nord spre sud ori de la est la vest. Uneori are permanenţă zilnică şi determină geruri mari, îngheţuri puternice, polei, troienirea zăpezii (înregistrând viteze de 100-120 km/oră).Activitatea acestui câmp anticiclonic este prezentă în România din luna octombrie şi până în luna aprilie.

Nemira este o prelungire a Crivăţului, prin culoarele montane ale Carpaţilor Orientali; direcţia imprimată de culoarul Oituzului (est-vest) peste Munţii Nemira, îi conferă denumirea . Prezenţa lui în Depresiunile Giurgeu, Ciuc, Braşov este confirmată de inversiunile de temperatură şi minimele absolute de temperatură înregistrate la Bod, Joseni , Miercurea Ciuc ori Întorsura Buzăului

Austrul este un vânt uscat, prezent aproape în toate anotimpurile, mai ales în sudul ţării. Se dezvoltă la periferia anticiclonilor centraţi în Peninsula Balcanică, în condiţiile existente unei depresiuni barice în centrul Transilvaniei. Direcţia de deplasare este dinspre vest, sud-vest şi sud. Prezenţa lui iarna este simţită prin temperaturi scăzute, producând chiar ger, iar vara prin secetă. Primăvara, acţiunea lui usucă pământul umed în câteva zile.

Băltăreţul este un vânt umed specific mai ales bălţilor Dunării şi îşi are originea în ciclonii care se formează pe Marea Mediterană şi Marea

Neagră. Frecvența mai mare are toamna și primăvara, când bate dinspre sud-est spre nord-vest sau dinspre est spre vest și este însoțit de nori negri și groși, care produc o ploaie măruntă și caldă de scurtă durată. Uneori bate și iarna, aducând ploi, iar vara, răcoare.

Munteanu este un vânt local care bate dinspre Munții Buzăului spre Bărăganul de Nord și Central, pe direcția nord-vest – sud-est. Fiind generat de ciclonii mediteraneeni, cu caracter retrograd, produce ploi torențiale, uneori însoțite de grindină cu dimensiuni apreciabile.

Suhoveiul este specific teritoriilor de la periferia sudică și mai ales estică a României în perioada caldă a anului. Bate din direcții diferite, dar îndeosebi din est, fiind un vânt fierbinte și uscat, provocă secetă și uneori, eroziunea solului și furtuni de praf. Local sau regional este cunoscut sub denumirea de vântu negru (Dobrogea), sărăcilă și traistă goală (Câmpia Română).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CAPITOLUL V

RESURSELE HIDROGRAFICE ALE ROMÂNIEI

5.1. Trăsăturile generale ale hidrografiei

Poziția geografică a României în zona climatului temperat-continental şi prezența arcului carpatic sunt factori determinanți ai configurației hidrografiei şi a valorilor parametrilor hidrologici.

Pe fundalul apartenenței la zona climatului temperat-continental de tranziție, apele României capătă, atât prin înfățişarea rețelei hidrografice cât şi prin elementele hidrologice, caractere specifice, rezultat al integrării lor organice în suportul ecologic şi, prin el, în peisajul specific al teritoriului României.

Rolul polarizator al reliefului, care dă *unitate sistemică suportului geoecologic*, este concretizat în cadrul hidrografiei prin:

-sensul dominant radiar al rețelei hidrografice, care se desprinde din inelul central carpatic, dirijându-se către zonele laterale mai joase; descreşterea treptată a densității rețelei hidrografice dinspre zona montană (1 km/km^2) spre zona de câmpie (0,01 km/km^2)(fig. 57);

-diferențierile în regimul scurgerii de suprafață, care descreşte din centru spre câmpiile periferice;

-diferențierile tipurilor de alimentare, cu predominare nivală şi pluvio-nivală în regiunea montană şi pluvială în regiunile extracarpatice, dublate de o alimentare subterană cvasipermanentă.

În distribuția şi configurația actuală a apelor – râuri, lacuri şi ape subterane – un rol deosebit l-a jucat şi evoluția paleogeografică a teritoriului țării în decursul perioadelor geologice, distingându-se, sub acest aspect două etape principale – precuaternară şi cuaternară.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

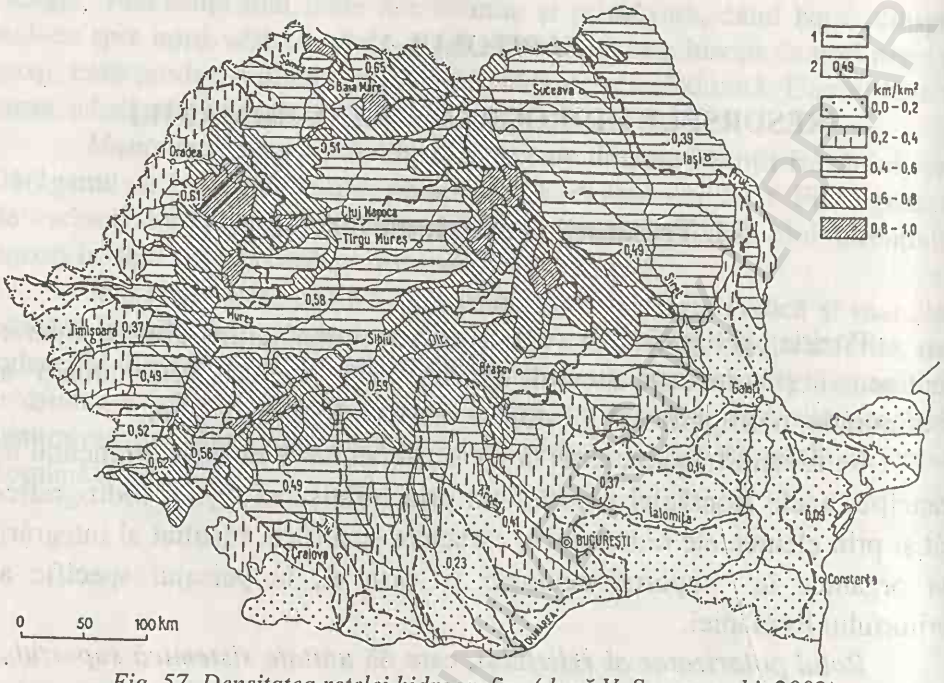


Fig. 57 Densitatea reţelei hidrografice (după V. Sorocovschi, 2002)
1. limtă de bazin; 2. valoare medie pe bazin.

În prima etapă, când s-a definitivat edificiul carpatic, se conturează *cumpăna de ape de ordin major*, care ulterior prin apariţia munţilor vulcanici şi prin individualizarea depresiunilor intramontane, complică configuraţia reţelei hidrografice prin noi reorientări ale direcţiei de scurgere. În cea de-a doua etapă, deşi mult mai scurtă decât prima sub influenţa *mişcărilor neotectonice* şi implicit a retragerii apelor marine în perimetrele actuale, a factorilor climatici (fazele glaciare şi periglaciare) care au influenţat variaţiile nivelului Mării Negre, au perfectat gama variată a unităţilor acvatice (râuri, lacuri, ape freatice), definitivând sistemele de terase, limanele marine şi fluviale, luncile (Fig. 58).

5.2. Apele subterane

Complexitatea tectonică şi cea genetică a formaţiunilor geologice de pe teritoriul României determină o mare diversitate a apelor subterane, conferindu-le ş caracteristici fizico-chimice diferenţiate în funcţie de originea lor (vadoasă, juvenilă sau mixtă). După geneză şi condiţiile hidrogeologice de înmagazinare, apele subterane se diferenţiază în freatice şi de adâncime.

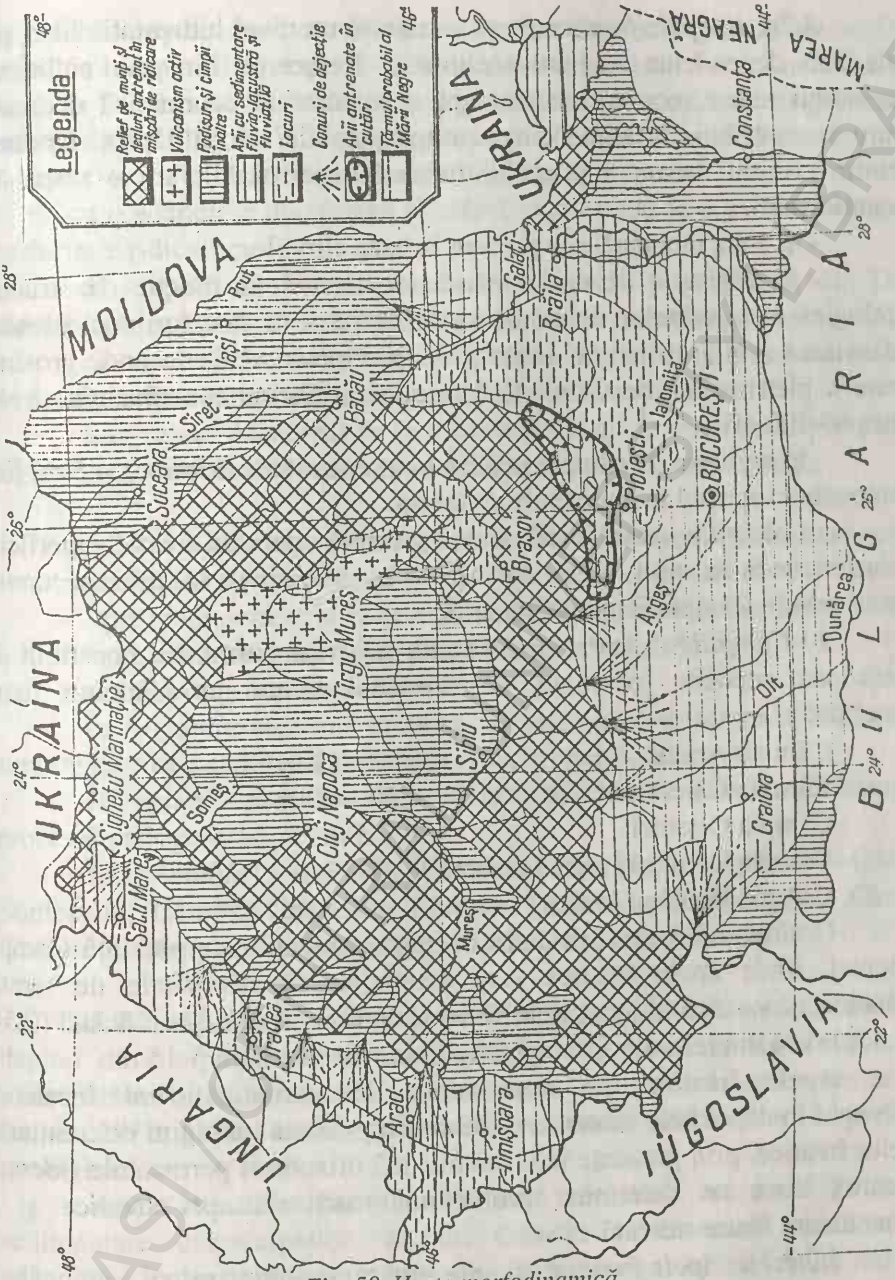


Fig. 58 Harta morfodinamică

5.2.1. Apele freatice cuprind apele freatice propriu-zise şi apele suprafreatice (epidermice) şi sunt situate în orizonturile superioare ale scoarţei terestre, având legături directe cu apele de suprafaţă şi precipitaţiile atmosferice.

5.2.1.1. Apele freatice propriu-zise au un nivel hidrostatic liber şi se află sub dependenţa regimului climatic. Refacerea lor prin ciclicitatea regimului hidric, conferă acestor ape o importanţă economică deosebită, întrucât contribuie la alimentarea cu apă potabilă a localităţilor. Orizontul freatic prezent deasupra primului orizont impermeabil, are o răspândire neuniformă:

- în zona montană este prezent la baza eluviilor;
- în regiunea de deal, adâncimea cariază în funcţie de structura litologică a depozitelor deluviale şi de terasă - în structurile piemontane adâncimea este 5-10 m (ex. interfluvii din Piemontul Getic unde grosimea mare a pietrişurilor de Cândeşti determină adâncimi ale nivelului freatic între 60-100 m);
- în regiunea de câmpie nivelul freatic se situează între 0 şi 5 m, fiind cantonate în special în depozitele de terasă.

a) câmpiile joase de subsidenţă prezintă orizontul freatic superficial, caracterizându-se prin areal cu umiditate excesivă, sărături secundare (îndeosebi în Câmpia Banato-Crişană).

b) Câmpiile ce prezintă orizontul superior permeabil constituit din loess sau depozite loessoide, au orizontul freatic la adâncimi foarte variabile:

Câmpia Aradului	10 – 12 m
Câmpia Careiului	30 – 40 m
Câmpia Olteniei	5 m
Câmpia Română (partea centrală)	10-15 m
Câmpia Română (estică)	40-60 m

O situaţie de excepţie între exemplele menţionate prezintă Câmpia Olteniei, unde apele freatice sunt acumulate în depozitele de terasă, adâncimea lor scăzând în terasele Dunării de la nord (8-20 m), la sud (0,5-5 m), iar la cea din terasele Jiului şi Oltului se menţine între 5-15 m.

Apele freatice din depresiunile intracarpatice sunt localizate îndeosebi în depozitele cuaternare Dobrogea prezintă un regim diferenţiat al apelor freatice, prin prezenţa în adâncime a 2 orizonturi permeabile (loess şi calcare), ceea ce determină profunzimi mari ale apei freatice şi o mineralizare foarte ridicată.

5.2.1.1.1. Apele freatice azonale sunt reprezentate prin:

a) - apele freatice din regiunile carstice – prezintă debite specifice mai ridicate, iar descărcarea lor se face prin izvoare permanente sau intermitente (izbucuri). Izbucurile pot avea un caracter vanchezian (curgere continuă): izbucul Galbena (Bihor) sau intermitent (Călugări – Ponoare, Valea Poşăgii – bazinul Arieşului).

b) - apele freatice din lunci depind în mare măsură de regimul arterelor hidrografice respective, au adâncimi până la 5 m. Apele freatice din luna Dunării se acumulează în depozitele aluvionare care au grosimi ce variază de la 10-20 m, în sectorul oltean şi până la 100 m, la Feteşti.

c) - apele freatice din dunele de nisip sunt situate la adâncimi de 5-15 m, cu o adâncime divergentă şi activă, conferindu-le o calitate bună, dar cu duritate ridicată.

d) - apele freatice din cordoanele litorale şi grindurile din Delta Dunării conţin lentile de apă dulce dar adeseori influenţate de apele marine.

e) - apele freatice din mlaştini şi lăcovişti indică iviri sau concentrări de resurse subterane mai bogate decât cele posibile zonal.

Sub raport *hidrochimic* sunt *azonale* şi *apele freatice clorurate* din regiunea subcarpatică şi cea diapiră din Depresiunea Transilvaniei.

5.2.1.2 Apele suprafreatice sau epidermice apar în toate regiunile ţării, fără o zonalitate geografică, fiind condiţionate de:

- prezenţa unui strat impermeabil foarte aproape de suprafaţă;
- prezenţa unor suprafeţe plane sau uşor înclinate;
- climă (regimul pluviometric)

În *regiunile montane* prezenţa acestor ape este semnalată la nivelul suprafeţelor de netezire, depresiunilor, suprafeţelor structurale.

În *regiunile de dealuri şi podiş* apar în podurile teraselor, influenţând procesul pedogenetic.

În *câmpiile joase de subsidenţă* au largă răspândire Câmpia Someşului, Câmpia Crişurilor, Câmpia Timişului, Câmpia Titu, Câmpia Gherghiţa, Câmpia Siretului inferior, ca de altfel în luncile râurilor.

5.2.2. Apele de adâncime provin în general din apele vadoase şi depind de complexitatea alcăturii geologice a reliefului României şi de principalele unităţi structurale, au un caracter ascensional, iar împrospătarea lor se face în cicluri multianuale, seculare, sau în unele cazuri în perioade geologice.

Apele de adâncime (fig. 59) sunt conturate îndeosebi în zonele sedimentare extracarpatice, au un caracter ascensional, artezian, iar adâncimea lor variază de la câteva sute de metri până la mai multe mii. Ele lipsesc în zonele carpatice, alcătuite din roci dure compacte, în schimb apar în rezerve mai mari în structurile sinclinale ale cuverturii sedimentare, în calcarele şi conglomeratele mazozoice, în flişul cretacic – paleogen, în formaţiunile vulcanogen-sedimentare, precum şi în depozitele pliocen-cuaternare din depresiunile intracarpatice.

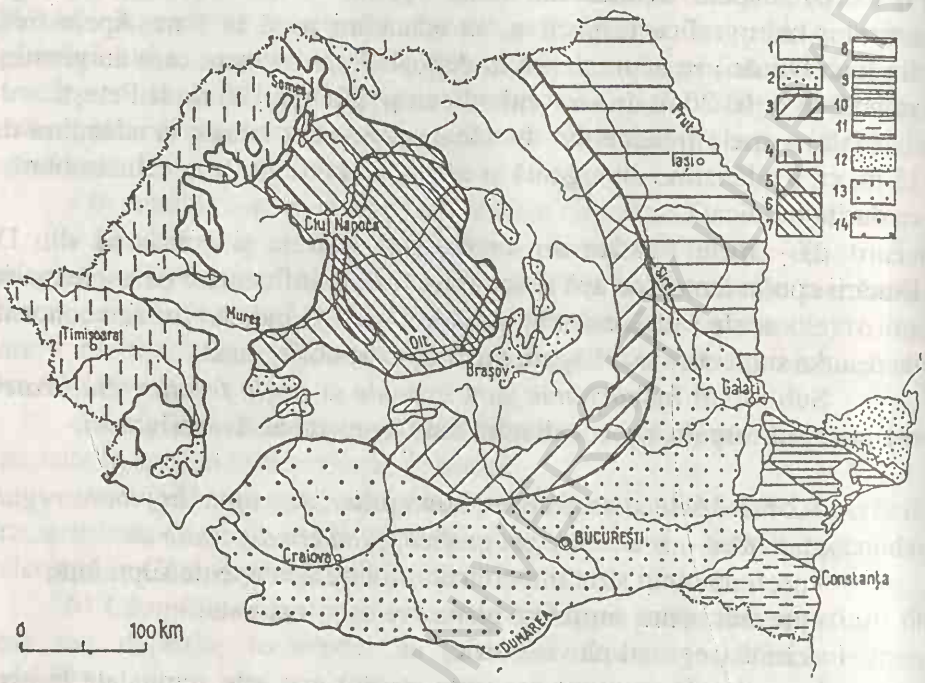


Fig. 59 Apele de adâncime (Geografia României, vol. 1, 1983)
1-3. regiunea carpatică; 4-7. regiunea pericarpatică vestică și intracarpatică; 8-14. regiunile pericarpatice estică, sud-estică, și sudică.

În Subcarpați sunt caracteristice formațiunile miocene, cu cantități mari de ape fosile, în parte zăcământ, care însoțesc structurile petrolifere (ape clorurate, sodice, bromurate, iodurate).

Podișul Moldovei prezintă ape de adâncime variate sub aspectul compoziției chimice și gradului de mineralizare, în raport cu depozitele „rezervoare": siluriene (Deleni, Todireni – ape clorosodice), cretacice superioare (Ripiceni, Mihăileşti), badeniene (Iași, Mihăileni), sarmațiene (Botoșani, Iași), iar în jumătatea sudică a podișului, depozitele pliocene cuprind orizonturi acvifere sub presiune, care uneori se manifestă artezian (Bîrlad, Criveşti, Ghidigeni, etc.).

În *Câmpia Română*, apele sunt la mari adâncimi şi cu mineralizare puternică, cu excepția depozitelor pliocene și cuaternare care au ape dulci. Importante rezerve de ape de adâncime sunt cantonate în stratele de Cîndești și Frăteşti, ape ce au calități potabile remarcabile cu mineralizare și duritate redusă.

În *Podișul Getic*, depozitele pliocene superioare cuprind mai multe strate acvifere sub presiune dar mai importante sunt cele care se manifestă artezian, având ape cu calități potabile bune.

În *Dobrogea*, diferențierile tectono-structurale se reflectă și în caracterul apelor de adâncime, astfel (Geografia Rom\niei, vol. I, 1983):

Dobrogea de nord se caracterizează prin două hidrostructuri majore corespunzătoare calcarelor triasice și respectiv, cretacice superioare (Taița și Babadag).

Dobrogea centrală se evidențiază în calcarele jurasice prin trei hidrostructuri importante cu debite foarte mari , între care se remarcă cele din regiunea Caragea – Dermen , cu debite de' 1050 l/s).

Dobrogea de sud, conține în fundamentul cristalin ape sub presiune, puternic mineralizate, iar formațiunile mezozoice cuprind în golurile carstice sau în fisuri ape subterane ascensionale sau arteziene în foraje.Între formațiunile terțiare, calcarele și gresiile sarmatice au acumulări de ape subterane din care se pot obține debite de 30 până 200 l/s.

Delta Dunării evidențiază ape de adâncime în formațiuni de fundament (triasice, jurasice) și în depozitele deltaice propriu - zise.

Dealurile și Câmpia Banato-Crișană prezintă ape de adâncime cu o mineralizație variată și cu grade diferite de termalitate.

Depozitele mezozoice în facies calcaros prezintă orizonturi acvifere, grupate în *trei complexe*, caracterizate prin termalitate ridicată (până la 90° C) și debite apreciabile 130-17000 m^3/zi). Depozitele panonianului superior sunt cele mai importante sub raportul potabilității, deoarece mineralizarea este sub 1 g/l. Depozitele pleistocene includ unul sau mai multe orizonturi și au un caracter ascensiv artezian.

Depresiunea Transilvaniei (Geografia României, vol.I, 1983), prezintă ape de adâncime în depozitele de cuvertură, individualizându-se trei subunități cu ape de adâncime ce se manifestă ascensional, subartezian, iar uneori chiar artezian.

Subunitatea *monoclinală* marginală se caracterizează prin ape puternic mineralizate (sulfatate, clorurate) uneori cu urme de hidrocarburi.

Subunitatea *cutelor diapire* prezintă ape de adâncime clorurate, iodurate, bromurate.

Subunitatea *brahianticlinalelor* prezintă ape de zăcământ puternic mineralizate: clorosodice, sulfatate, bromurate, iodurate (Bazna, Deleni) și sulfatate – alcalino – feroase (Sărmășel, Copșa Mică).

Ape potabile au fost semnalate în depozitele sarmațianului mediu (Sighișoara, Agnita, etc.) și în cele ale pliocenului (Richiș, Biertan, Boian).

5.3. Apele minerale

Apariția apelor minerale sub forma izvoarelor este legată de prezența faliilor de adâncime, de existența lanțului muntos de natură vulcanică,

BCU "LUCIAN BLAGA" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

precum şi de zăcămintele de petrol, gaz metan, cărbuni şi sare. Existenţa a peste 2000 de izvoare şi zăcăminte de ape minerale, puse în evidenţă prin apariţii la zi sau prin foraje în peste 500 de localităţi, demonstrează gama variată de tipuri hidrochimice (clorosodice, sulfuroase-sulfatate, carbogazoase, feruginoase etc.)(fig. 60).

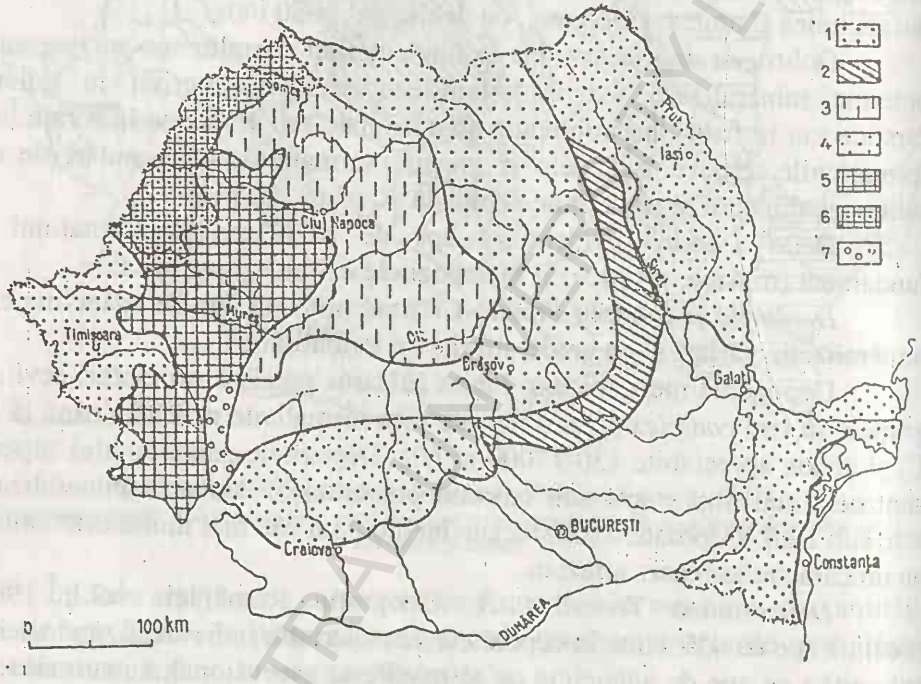


Fig. 60 Tipuri de ape minerale (Geografia României, vol.1, 1983)
1. carbogazoase; 2. Clorosodice şi sulfuroase; 3.clorosodice; 4. Sulfuroase; 5. Oligominerale; 6. Oligomoinerale termale; 7. Sulfuroase termale.

Apele clorosodice simple iau naştere prin levigarea masivelor de sare sau dizolvarea unor săruri din depozitele miocene subcarpatice şi din diapirul circumtransilvan (Someşeni, Cojocna, Ocna Dejului, Sovata, Praid, Ocna Mureş, Ocna Sibiului, Tg. Ocna, Slănic, Telega, Ocnele Mari, etc.).

Apele sulfuroase şi sulfatate sunt asociate genetic cu sulfaţii din formaţiunile gipsifere existente în miocenul Carpaţilor Orientali, în Depresiunea Getică, în conglomeratele flişului, în sulfurile din rocile metamorfice ale Carpaţilor Orientali şi cu zăcăminte de cărbuni

Repartiţia lor teritoria pe unităţi de relief şi diferenţiate chimic se prezintă astfel :ape *sulfuroase* apar în Subcarpaţii Moldovei la Pipirig, Soloneţ, Moineşti),în Subcarpaţii Curburii apar la Măgura, Cîmpina,

BUCHAREST LIBRARY

Pucioasa; în Subcarpații Getici apar la Călimănești, Govora, Săcelu; în Podișul Someșan la Bizușa, iar peValea Cernei la Băile Herculane.

Apele sulfatate sunt prezente în Subcarpații Moldovei la Oglinzi, Bălțătești, Borlești; în Subcarpații Curburiiapar la Berca, Sărata Monteoru, Vulcana-Băi, iar în Dealurile Crasnei și Barcăului la Zăuan, Boghiș, Nușfalău, Chieșd

Apele carbogazoase se datoresc prezenței CO_2, ca produs postvulcanic al eruptivului neogen din estul Podișului Transilvaniei din sudul Munților Apuseni, precum și a masivelor intrusive din fundamentul Câmpiei Banato-Crișane.Repartiția lor teritorială confirmă legătura genetică cu substratul și morfodinamica reliefului.

Ape carbogazoase simple sunt prezente în aureola mofetică a Carpaților Orientali (peste 1500 izvoare): Vișeu de Sus, Jigodin-Băi, Suseni, Zăbala, Peteni, etc. și în Câmpia Banato-Crișană: la Fibiș și Pișchia.

Ape bicarbonatate carbogazoase (borvizuri) apar la Valea Vinului, Parva, Sângeorz Băi (sud-vestul Munților Rodnei); în Depresiunea Oaș (Orașu Nou, Valea Măriei, Bixad); în Munții Baraolt, Munții Bodoc și Depresiunea Brașov la Bodoc, Turia, Zizin, Cîlnic; în Depresiunile intramontane: Borsec, Bilbor, Biborțeni; în Culoarul Mureșului la Băcia, Banpotoc, Șoimuș, Vețel, Bretelin.

Apele feruginoase carbogazoase sunt prezente de asemenea în aureola mofetică a Carpaților Orientali la Chiuzbaia, Ilva, Vatra Dornei, Poiana Negrii, Bicaz, Miercurea Ciuc, Tușnad, Sântimbru, Malnaș-Băi, etc; în Câmpia Banato-Crișană la Lipova, Buziaș, Țipar, Acâș în Culoarul Mureșului la Boholț și Păuliș.

Ape feruginoase simple se întâlnesc în Dealurile Barcăului și Crasnei la Plopiș, Bobota și Zalnoc.

Complexitatea tectonicii și prezența corpurilor intrusive în subasment generează termalismul și radioactivitatea unor ape subterane din aria *Munților Apuseni*, aria munților vulcanici Gurghiu - Harghita și pe falia adâncă de pe Valea Cernei, la Băile Herculane. În *Dobrogea*, termalitatea și radioactivitatea unor ape sunt condiționate de treapta geotermică și de procesele geochimice.

Apele *hipertermale* de la Băile Felix și Băile 1 Mai și apele *hipotermale* de la Șumal, Răbăgani, Moneasa, Salonta, Călan, Geoagiu-Băi, etc prezintă o cantitate mică de săruri și aparțin categoriei de ape oligominerale.

Apele radioactive au o răspândire mai mare în interiorul arcului carpatic, fiind prezente la Băile Herculane, Băile Tușnad și Sîngeorz-Băi.

5.4 Râurile României

5.4.1 Configurația rețelei hidrografice

Tectonica, litologia şi complexul agenților exogeni (climatici, hidrogeografici, pedogeografici, biogeografici şi antropici), cu acțiune diferențiată pe teritoriul României condiționează câteva tipuri de rețele hidrografice:

- *dentritică* – în regiuni plane sau slab înclinate, pe marile conuri de dejecție sau în piemonturi (Caraş, Jiu, Vedea, Călmățui, Neajlov, Bîrlad);

- *rectangulară*, cu confluențe sub un unghi cuprins între 65°-90°, este specifică regiunilor cristaline în cursurile superioare ale râurilor: Bistra, Râu Mare, Lotru, Bistrița cu afluenții Neagra, Bistricioara, Bicaz, ş.a.

- *radiară* - caracteristică reliefului vulcanic (Pietrosul din Călimani, Harghita-Mădăraş etc.) şi domurile din Depresiunea Transilvaniei: Sărmăşel, Şaroş, Cristur, Rodbav, Tăuni, Buneşti etc.

Reațeaua râurilor este elementul hidrografic esențial în definirea peisajului românesc şi, în ansamblu, cel mai bine studiat (V.Sorocovschi, 2002). Clima – dependentă de situarea țării noastre în plină zonă temperat-continentală şi de circulație generală atmosferică, relieful – cu dispoziție în trepte concentrice(Fig. 28) şi cu "inelul" carpatic relativ central, structura geologică, tectonica şi mai cu seamă neotectonica, zonalitatea biopedogeografică şi intervenția omului, sunt tot atâția factori care explică trăsăturile generale şi particulare ale rețelei hidrografice românești.

De la început trebuie subliniat faptul că țara noastră – carpatică prin relief – poate fi considerată carpato-danubiană prin rețeaua hidrografică (obârşiile în Carpați – la toate râurile mari şi mijlocii – şi emisar comun, Dunărea, pentru mai mult de 95 % din întreaga rețea fluviatilă). În final, toate cursurile de apă sunt tributare Mării Negre.

La nivelul general al teritoriului României, rețeaua fluviatilă însumează aproximativ 115 000-120 000 km. Exceptând Dunărea, cele mai multe dintre râuri sunt mici şi mijlocii. Fenomenul se leagă de dispoziția lor pericarpatică şi de zonalitatea verticală a reliefului, astfel că, în general, până la confluențele cu Tisa ori Dunărea, chiar râurile mari străbat distanțe sub sau în jur de 400 km (Someşul, Crişurile, Jiul, Argeşul, Ialomița). Doar patru dintre ele sunt mai lungi: Prutul şi Siretul, cu obârşii pericarpatice, dar flancând longirudinal Carpații Orientali, respectiv Mureşul şi Oltul, transcarpatice, izvorând din interiorul arcului muntos.

Din totalul de 4295 râuri codificate (peste 5 km lungime şi peste 10 km^2 suprafața bazinului), 97% sunt sub 50 km, iar 0,11 % peste 500 km

(Dunărea, Prutul, Mureşul, Oltul şi Siretul). Cele mici predomină în spaţiul montan, unde energia reliefului impune scurgerea rapidă şi ramificarea puternică a reţelei; au însă debite relativ constante, în funcţie de regimul de alimentare bogat în precipitaţii şi de slaba permeabilitate a litologiei. Conformaţia generală a reliefului justifică şi dispoziţia radiar-divergentă a râurilor, ceea ce reprezintă un element important, asigurându-se artere hidrografice şi pentru zonele periferice, de câmpie, deficitare sub aspectul cursurilor de apă autohtone.

Tot în funcţie de relief se diferenţiază râurile de munte (de tipul Cerna, Lotru, Bicaz, etc.) cu căderi de pantă între 150-300 m/km, de podiş (de tipul Jijia, Bârlad, Amaradia, Hârtibaci, Casimcea) şi de câmpie (Aranca, Mostiştea, Călmăţuiul Brăilei) cu 0,5 – 1 m/km şi altele, particularităţi distincte, conforme cu specificul de ansamblu al peisajului respectiv.

Se mai pot menţiona unele trăsături legate nemijlocit de rocă (dezorganizarea reţelei superficiale în formaţiunile calcaroase) – de tipul Padiş – Cetăţile Ponorului de tectonică (orientarea generală a unor văi ori sectoare de văi – ex. Cerna şi mai ales de neotectonica, prin mişcări negative (convergenţe locale: Someş, Crişuri, Timiş – în afara hotarelor, Filiaşi pe Jiu, Feldioara-Bod pe Olt, Piteşti pe Argeş, Siretul inferior etc.) sau divergenţe, în cadrul mişcărilor pozitive.

Repartiţia râurilor pe teritoriul ţării este inegală, valorile *densităţilor medii* (calculate la scara 1:200.000), pe unităţi majore de relief,, oscilând între 0,60-1,20 km/km^2 în spaţiul muntos, 0,30-0,60 km/km^2 în cel deluros şi sub 0,30 km/km^2 în câmpii, până la absenţa totală în câteva arii restrânse, semiendoreice (Negru-Vodă şi Amzacea-Mereni în Dobrogra de Sud, respectiv Bărăganul – cu astfel de suprafeţe în toate cele trei compartimente ale sale: sudic, cemtral şi nordic).

Pentru întreaga ţară, densitatea mijlocie înregistrează 0,49 km/km^2 în interiorul arcului carpatic şi 0,43 în exterior (Fig. 34). O ierarhizare a bazinelor, sub acest aspect, înscrie în frunte Tisa – cu Iza, Vişeul şi Turul (0,65 km/km^2) şi Crişurile – inclusiv Barcăul (0,61 km/km^2) iar pe ultimele locuri Prutul (0,39 km/km^2), Bega (0.38 km/km^2), Ialomiţa (0,37 km/km^2), Vedea (0,23 km/km^2).

În genere se remarcă diferenţele dintre flancurile carpatice fireşti dacă le raportăm la trăsăturile lor climatice şi îndeosebi la regiumul precipitaţiilor.

Densitatea reţelei hidrografice este influenţată, într-o măsură apreciabilă, şi de alţi factori decât cei climatici (structură geologică, declivitatea reliefului, neotectonică, etc.); o serie de alte însuşiri importante ale râurilor ţării noastre se leagă mult mai strâns de climă, formând ceea ce

se înțelege, în general prin *regimul hidrologic* (este vorba de scurgere, sub toate formele sale – lichidă, solidă, chimică – şi de regimul termic).

5.4.2 Distribuția spațială a sistemelor hidrografice şi caracteristicile lor hidrologice

Dispunerea sistemelor hidrografice în raport cu principalii colectori şi cu influența maselor de aer care determină unele caracteristici ale regimului de scurgere, permite gruparea sistemelor hidrografice din perimetrul României astfel:

Grupa sistemelor hidrografice nord-vestice cuprinde râurile maramureşene afluenții de nord ai Tisei (Vişeu, Iza, Săpânța, Tur), care drenează versanții nordici şi vestici ai munților Oaş, Gutâi, Țibleş şi Rodnei. Aceste râuri se caracterizează prin suprafețe bazinale mici (<1630 km^2), altitudini medii ridicate şi bazine asimetrice, în special Vişeu şi Iza. Râurile sunt scurte (< 60 km lungime), au pantă mare, rezultând viteze mari de scurgere, iar viituri foarte rare; prezintă debite ridicate şi constante (influențe scandinavo-baltice);

Regimul hidrologic se află sub influența unor desprimăvărări târzii, ce determină ape mari de primăvară din aprilie, prelungite până în iunie-iulie (Geografia României, vol. I, 1983).

Potențialul energetic este ridicat, dar aproape nevalorificat, singura amenajare este bazinul Runcu ce suplimentează apele lacului Firiza; iar pe Tur (Depresiunea Oaş) s-a amenajat acumularea de la Călineşti-Oaş, pentru regularizarea cursului.

Grupa sistemelor hidrografice vestice cuprinde trei mari bazine hidrografice (Someş, Crişuri, Mureş) care împreună drenează 24 % din teritoriul țării. În general, toate aceste bazine sunt alungite şi au un coeficient de formă mic: $Rf = 16\ F/p^2$; Rf – raport de formă F – suprafața bazinului; P – perimetrul bazinului.

Valorile diferă de la 0,210 la Mureş, 0,374 la Someş, 0,492 la Argeş, 0,497 la Timiş etc., după Geografia României, vol. I, 1983, p.305.

Asimetria bazinului şi panta bazinului sunt de asemenea elemente caracteristice ce explică raportul patului albiei râurilor cu structura şi diferențiază cursurile râurilor pe anumite sectoare. Crişurile au panta bazinului mult mai mică ca a Someşului (170 %) sau a Mureşului (179 %), respectiv Crişul Repede (125 %) iar Crişu Negru (68 %). Colectorul pentru această grupă este Tisa.

Influențele climatice oceanice materializate în precipitații mari, relativ uniform răspândite în timp, determină debite constante, iar regimul termic, moderat este exprimat prin fenomene de îngheț rare şi slabe ca intensitate (dispariția zăpezii în a doua jumătate a lunii februarie).

Someşul prezintă o lungime de 345 km de la izvoare până frontieră, şi prezintă o suprafaţă a bazinului de 15 000 km^2. Îşi are izvoarele în Carpaţii Orientali prin ramura estică, Someşul Mare, care adună apele de pe versanţii nord- estici şi sudici ai Munţilor Rodnei, colectând apele Şieului, Bistriţei, Ilvei, Rebra, Sălăuţa şi însumează un debit dublu faţă de Someşul Mic.

Someşul Mic, ramura vestică, cu izvoarele în Munţii Gilăului, Muntele Mare şi Munţii. Vlădeasa, prin afluenţii săi Someşul Cald şi Someşul Rece, realizează confluenţa în amonte de Dej, la Mica. Afluenţii Someşului Mic asigură reţeaua de drenaj a Câmpiei Transilvaniei, ceea ce explică debitele mai mici. După confluenţă, Someşul primeşte afluenţi mai importanţi Agrijul şi Almaşul în amonte de Jibou, iar la Ardusat primeşte ca afluenţi Lăpuşul cu Cavnicul.

Debitul (Q) mediu multianual este de 118 m^3/s la Satu Mare, ce-l înscrie ca al IV-lea râu al ţării. Potenţialul hidroenergetic apreciabil este valorificat parţial prin sistemul hidroenergetic al Someşului Cald (Puterea instalată este 260 MW) şi sistemul hidroenergetic al Bistriţei (Colibiţa).

Mureşul cel mai mare râu al Transilvaniei, însumând 803 km, din care 718 km pe teritoriul românesc, drenează un bazin hidrografic cu o suprafaţă de 28 000 km^2, înregistrând un debit mediu multianual de 179 m^3/s la Arad

Cursul superior, de la izvoare până la ieşirea din Defileul Toplita-Deda, prezintă subsectoare cu caractere improprii unui curs superior maluri joase, meandrare pronunţată, revărsări, prezenţa unor mlaştini eutrofe şi oligotrofe (de climat rece) în Depresiunea Gheorgheni.

Subsectorul defileului Toplita-Deda inserat la contactul Călimanilor cu Munţii Harghita se caracterizează prin pante accentuate, drenaj accelerat, iar aportul principal de ape vine dinspre Călimani, prin Valea Toplita şi Răstolita.

Cursul mijlociu se suprapune sectorului Depresiunii Transilvaniei şi se caracterizează prin dezvoltarea asimetrică de tip levagir (stânga) unde primeşte afluenţi importanţi: Gurghiu şi Niraj, Târnavele. Aportul dinspre Câmpia Transilvaniei este nesemnificativ ca debit (Lechinţa şi Luduş).

Culoarul Mureşului cu afluenţi dinspre Trascău, Metaliferi, Zarand, Cîndrel, Şureanu, Retezat, Munţii Poiana Ruscă, cu debite mari: Arieşul, Ampoiul, Streiul, Râu Mare, Cerna. În sectorul de câmpie, prin fenomenele de infiltraţie pierde din debit (Q).

Râurile mijlocii cu izvoarele pericarpatice: Crişurile, Barcăul, Crasna colectează apele de pe versanţii vestici ai Apusenilor şi prezintă debite diferenţiate: bazinul Crişurilor (15000 km^2) şi bazinul Barcăului (2000 km ^{2}prezintădebite ce variază între 5 m^3 / s şi 30 m^3 / s, după cum

urmează : Crişul Repede (2500 km^2), are un debit (Q) de 23 m^3/s, Crişul Negru (4500 km^2), prezinta un debit (Q) de 30 m^3/s , Crişul Alb (4000 km^2), prezinta un debit (Q) de 22 m^3/s.

Amenajările hidroenergetice sunt puține, practic reducându + se la cele de pe Valea Iadei şi Valea Drăganului.

Râurile mici cu izvoare în zona deluroasă şi în câmpie (Homorodu, Ieriu, Gepiu, Cigheru) prezintă o alimentare slabă şi fluctuații mari de debit şi nivel;maluri joase, cu frecvente revărsări;amenajări în iazuri şi heleştee şi numeroase amenajări şi utilizări pentru cultura orezului

Grupa sistemelor hidrografice sud-vestice grupează râurile ce drenează Munții Banatului, cel mai mare ca suprafață bazininală fiind Timişul (5795 km^2), după care urmează Bega, (2391 km^2). Dintre acestea, numai Bega Veche şi Caraşul au un coeficient de formă mai ridicat (0,700 şi respectiv 0,664), restul fiind bazine alungite. Cel mai mic raport de formă îl are Bîrzava (0,243), după care urmează Bega (0,269) şi Pogănişul (0,305). Panta medie a acestor bazine variază de la 100 % la Bîrzava şi 151 % la Timiş, până la 217 % la Nera, care are şi cea mai mare altitudine medie a bazinului (559 m). Grupa bănățeană poartă amprenta influențelor mediteraneene, reflectată în constanta debitelor şi nevelelor, prezentând totuşi două maxime unul în mai-iunie şi altul la sfârşitul toamnei – începutul iernii (aproape echivalent cu primul)(Geografia României,vol.I, 1983).

Fenomenele de îngheț sunt rare, din suma observațiilor înregistrate în peste 100 ani, doar 25 % din ani sunt lipsiți de îngheț. Rețeaua hidrografică cuprinde următoarele râuri:

Bega, râu care izvorăşte din Munții Poiana Ruscă prezintă un curs regularizat (singurul) pe aproximativ 150 km, din care 40 % pe teritoriul românesc şi asigură prin pescajul de 1,3-1,5 m accesul vaselor mici. Debitul mediu multianual este de 9,5 m^3/s,iar pentru menținerea nivelului navigabil, s-a realizat un sistem de împrumut şi cedare a apei între Bega şi Timiş, prin punctele: Costei şi Topolovăț (aproape de Lugoj).

Timişul are o lungime de 240 km pe teritoriul României şi un Q mediu multianual de 36 m^3/s. Izvorăşte din Munții Semenic, având ca afluenți principali Pogănişul (cu aport inconstant) şi Bistra cu Bistra Mărului (cu izvoarele în Munții Țarcu).

Bârzava izvorăşte din Munții Semenic şi prezintă un debit mediu annual de aproximativ 5 m^3/s şi este regularizat prin acumularea de la Văliug.

Caraşul izvorăşte din Munții Aninei; traversează regiunea carstică a Caraşului, având o alimentare subterană bogată.

Nera cu izvoarele în Munții Semenic traversează Depresiunea Almăjului, iar la ieşire prin Cheile Nerei crează un frumos sector de defileu.

Afluentul său direct Minişul, crează în structura calcaroasă Cheile Minişului.

Cerna – prezintă un debit (Q) mediu anual ridicat, valorificat prin amenajările din sistemul hidroenergetic Cerna-Motru-Tismana.

Grupa sistemelor hidrografice sudice include toţi afluenţii de pe partea stângă a Dunării, de la confluenţa cu Cerna până la confluenţa cu Ialomiţa. Toate aceste sisteme, cu excepţia Oltului, îşi au obârşia în Carpaţii Meridionali şi Carpaţii de Curbură.

Oltul prezintă cea mai mare suprafaţă a bazinului (24 010 km^2), cea mai mare altitudine (624 m) şi cea mai mare pantă medie a bazinului (135%). În general, bazinele acestei grupe sunt alungite, Oltul având cel mai mic coeficient de formă (0,252). Bazinele de la est de Olt au şi un accentuat grad de asimetrie. De exemplu, în cazul Ialomiţei, suprafaţa drenată de pe partea stângă este de 8600 km^2, iar cea de pe dreapta, de numai 1400 km^2, având un coeficient de asimetrie de 1,44 (Geografia României, vol.I, 1983).

Poziţia în zona de tranziţie, cu climat continental chiar excesiv (în est) imprimă un regim torenţial scurgerii, respectiv o mare fluctuaţie a debitelor şi nivelului. Verile toride corelate cu o cuvertură groasă a depozitelor sedimentare determină scăderea debitelor, prin infiltraţie şi prin evotranspiraţie intensă. Iernile aspre cu frecvente fenomene de îngheţ, intensificate spre est, prin apariţia şi persistenţei podului de gheaţă (aproximativ 60 de zile în Bărăgan).

Râurile de la est de Olt reflectă în direcţia de scurgere procesul de subsidenţă din Câmpia Siretului Inferior. În cadrul acestei grupe se remarcă două categorii de râuri:

- râuri mari, cu izvoarele în Carpaţii Meridionali: Jiul, Oltul, Argeşul, Ialomiţa, cu debit aproape constant;
- râuri mijlocii şi mici cu izvoarele în zona pericarpatică, iar cele cu bazinul de recepţie în zona de câmpie (Blahniţa, Drincea, Călmăţui, Vedea, Teleorman, Mostiştea şi Călmăţuiul Brăilei) prezintă fluctuaţiile cele mai mari ale debitelor, prin infiltraţie şi evaporaţie.

Jiul, cu un bazin hidrografic de 11 000 km^2, are o lungime de 350 km, şi prezintă un debit (Q) mediu anual de 86 m^3/s. Prin amenajare va deveni navigabil până la Craiova. Izvorăşte din Munţii Parâng prin ramura estică (Jiul de Est) şi din Munţii Retezat prin Jiul de Vest, drenând depresiunea şi bazinul tectonic al Petroşanilor, unde apele sale prezintă un înalt grad de poluare prin staţiile de preparare de la Coroeşti şi Petrila. Ieşirea spre depresiunea subcarpatică Tg.Jiu – Câmpu Mare, se realizează prin defileul carpatic Bumbeşti – Livezeni. Spre această zonă de convergenţă din depresiunea subcarpatică Tg.Jiu – Câmpu Mare converg

spre Lacul Ceauru, afluenții: Amaradia de Munte, Şuşița, Jaleşul, Bistrița, Tismana.

A doua convergență hidrografică este la Filiaşi, Gilortul şi Motru, iar mai în sud primeşte Amaradia de Câmpie. În cursul inferior Jiul prezintă un curs puternic meandrat.

Oltul, cel mai important râu din această grupă prezintă un bazin hidrografic de 25 000 km^2, cu o lungime de 706 km şi un debit de 165-170 m^3/s. Regimul hidrologic al Oltului a fost influențat de cele trei sectoare de defileu: Tuşnad, Racoş, Turnu Roşu – Cozia; de cele 29 de acumulări hidroenergetice, de varietatea formelor de relief în care-şi dezvoltă morfologia văii, de oscilațiile climatice şi mişcările neotectonice ce s-au succedat în lungul evoluției sale. Cursul său este o alternanță de depresiuni şi defilee de îngustări şi lărgiri, de sectoare de epigeneză şi antecedență.

Valea înscrisă pe formațiuni de vârstă diferită şi cu rezistență diferită reflectă asimetria elementelor văii şi dezvoltării acestora. Asimetria de tip levagir din perimetrul Depresiunii Făgăraşului este condiționată de afluenții de stânga (Sâmbăta, Avrig, Viştea, etc) ce drenează flancul nordic al Munților Făgăraş.

Aport important în cursul mijlociu aduc Cibinul, Sadu şi Hârtibaciul, iar în sectorul de defileu, în Depresiunea. Loviştei primeşte cel mai important afluent Lotru, cu un debit constant, mare, datorită amenajării de la Vidra-Ciunget (700 MW).

Din zona subcarpatică primeşte afluenți importanți: Topologul, Bistra, Luncavăț şi Olțețul, în zona piemontană.

Argeşul prezintă o lungime de 340 km, o suprafață bazinală de 13 000 km^2 şi un debit mediu anual de 65 m^3/s la Budeşti.Debitul este destul de fluctuant, fiind diminuat datorită afluenților puțini; pierderilor în propriile aluviuni, utilizările pentru alimentarea cu apă a Bucureştiului şi utilizarilor în sistemele de irigații, aflate în proces de restructurare.

Prezintă multe convergențe, însă cea mai importantă este la Piteşti (Vâlsan, Râul. Doamnei, Bratia, Râul. Târgului, Argeşel). În cursul superior o parte a apelor acestor afluenți au fost direcționate spre acumularea de la Vidraru.

A doua convergență în sectorul Câlniştea-Budeşti, unde întâlneşte Dâmbovița cu Colentina, Neajlovul, Glavacioc, Dâmbovnic, Sabar, Răstoaca (împrumută apele între Dâmbovița şi Argeş, pe cale naturală); această convergență se explică prin prezența faliei Câlniştea-Budeşti, cu mişcări subsidente.

Ialomița prezintă un bazin cu suprafața de 10 000 km^2 şi un debit.relativ mic de 35-38 m^3/s.

În sectorul de câmpie s-au realizat numeroase acumulări pentru aprovizionarea cu apă a sistemelor de irigații din Bărăgan. Râurile mici, au un regim semipermanent, cu viituri mari (regim torențial); capacitatea de transport este diminuată, rezultând formarea grindurilor şi limanuri fluviatile.

Grupa sistemelor hidrografice estice cuprinde bazinele Siretului şi Prutului. Siretul are cea mai mare suprafață de bazin şi cele mai mari debite, care până la confluența cu Bârladul are şi un accentuat grad de asimetrie, fiind dezvoltat aproape numai pe partea dreaptă. Numărul mare de afluenți care drenează, pantele estice ale Carpaților Orientali face ca altitudinea medie a bazinului Siret să fie de 507 m, panta medie 110 %, iar densitatea rețelei este de 0,49 km/km^2. Bazinele alungite şi asimetrice se întâlnesc şi la unii dintre afluenții Siretului şi Prutului, ca de exemplu, Suceava, Moldova, Bistrița, Jijia, ş.a.

Prin regimul hidrologic se apropie de râurile din Estul Europei, cu climat continental, respectiv scurgere torențială, variații mari de debit (exemplul cel mai tipic îl prezintă. Jijia care la ploi torențiale prezintă variații de debit de la 1 m^3/s până la 1800 m^3/s). Regimul înghețului legat de iernile aspre şi lungi, cu frecvență şi intensitate mare, apariția anuală a podului de gheață, cu durata de 90 zile. Rețeaua hidrografică este reprezentată prin următoarele artere:

Siretul prezintă un bazin cu o suprafață de 43 000 km^2; o lungime de 725 km, din care 600 km pe teritoriul României şi se înscrie pe locul I ca debit, (acesta având valoarea de 225 m^3/s) între râurile țării.

Prezintă asimetrie dextragiră (dreapta) pronunțată. Având majoritatea afluenților de dreapta, cu obârşiile în Carpații Orientali, Siretul prezintă văi vechi, antecedente.

Alimentarea pluvio-nivală asigură debite mari şi în genere constante, ceea ce nu reprezintă trăsătura esențială a grupei estice, iar vara, precipitațiile fiind mai reduse şi corelate cu patul aluvial gros, determină infiltrații masive şi scăderea accentuată a debitului.

Valorificarea potențialului înalt hidrogenetic s-a realizat prin sistemul Bistrița-Siret, Buzău-Siriu, Uz-Poiana Uzului şi Siret, acest sistem este în construcție şi amenajare şi în prezent.

Principalul afluent de stânga, Bârladul prezintă particularități specifice grupei estice, respectivscăderea debitului în timpul verii şi creşteri mari de debit la topirea zăpezilor şi precipitațiilor torențiale.

Prutul cel mai lung dintre râurile țării, cu o lungimede 952 km (702 km pe teritoriul României) ,o suprafață bazinală de 24 000 km^2 şi un debit anual de 93 m^3/s, o scurgere torențială, cu scăderi a debitului în timpul verii

datorită evapotranspirației, infiltrației, climatului secetos şi precipitațiilor puține.

Prutul a fost regularizat prin amenajarea hidroenergetică de la Stânca-Costeşti şi a fost mult timp navigabil pe o lungime de aproximativ 300 km (confluența Dunării – până la Drânceni). Are puțini afluenți pe teritoriul României (Jijia, Bahlui, Elan) ce prezintă regularizări prin iazuri.

Grupa râurilor dobrogene cuprinde toate cursurile de apă ce se varsă în Dunăre şi Marea Neagră, cursuri scurte, cu debite mici (Q total = 5 m^3/s), ce reflectă o capacitate mică de transport, gurile de vărsare fiind blocate cu aluviuni, formând limanuri fluviale sau fluvio-maritime.

Telița, Taita, Slava şi Casimcea prezintă o scurgere permanentă datorită alimentării mai bogate din Munții Măcin, Dealurile Niculițelului şi Podişul Babadagului în timp ce râurile Dobrogei de Sud tributare Dunării (Carasu, Ostrovu) au scurgere semipermanentă, favorizată de o litologie constituită din loess, calcare; acestea prezintă văi în canion, fund plat, iar albia majoră se confundă cu cea minoră, iar în cazul unor precipitații torențiale dau viituri mari şi scurte ca durată, de tip „seluri".

Dunărea (Donaris la traco-daci, Istros la vechii greci, Danubius la romani) este emisarul comun al aproape tuturor râurilor din țara noastră (97,8 %) şi reprezintă artera hidrografică de o deosebită însemnătate pentru întregul continent, constituind o veritabilă "diagonală" a Europei.

Câteva date sunt concludente pentru a ilustra însemnătatea şi trăsăturile de ansamblu ale Dunării: 2860 km lungime (după unele date 2920 km); circa 805300 km^2 suprafață (de trei ori şi jumătate cât România şi a 8 %-a parte din Europa); 678 m diferență de nivel între izvoare şi vărsare, cu o pantă medie de 25 cm/km; 120 afluenți importanți din care 34 navigabili, fluviul însuşi fiind navigabil, începând de la Ulm; desfăşurarea pe 8° latitudine nordică (42°-50°) şi pe 22° longitudine estică (8°-30°), de unde şi unele diferențieri climatice, reflectate în regimul nivelelor şi debitelor, înghețului etc.; 100-2800 m lățime şi 1 m până la peste 50 m adâncime în sectorul navigabil; asimetria bazinului, dextrogiră în bazinul superior, cu afluenți viguroşi de tip alpin şi levogiră în cel inferior, unde se impun tributarii carpatici; regim de alimentare complex, continentalizat treptat spre vărsare, după ce, inițial a fost pluvial-oceanic, apoi alpin.

Dunărea izvorăşte din Munții Pădurea Neagră, de sub vârful Kandel (1241 m) prin două brațe – Brigach şi Breg – care, după circa 20 km confluează la Donaueschingen. Din cele 8 "porți" pe care le străbate (patru în bzinul superior, două în cel mijlociu şi două în cel inferior) cea mai spectaculoasă este defileul Cazane – Porțile de Fier, a cărei geneză a fost foarte mult discutată, începând de la sfârşitul secolului trecut.

Se mențin și în prezent adepți ai susținătorilor captării (una sau o succesiune de captări): Peters, De Martonne, G. Vâlsan, R. Ficheux, P. Coteț, Gr. Posea etc. și cei ai antecedenței: Cvijic, N. Orghidan, V. Mihăilescu etc., pentru antecedență aducându-se argumente mai convingătoare, deși problema rămâne încă deschisă.

În țara noastră, începând de la Baziaș, cei 1075 km ai Dunării reprezintă peste o treime din lungimea totală (38 %) circa jumătate din traseul navigabil și aproape 30 % din suprafața bazinului.

Dunărea intră în țară cu un debit mediu de 5390 m^3/s și totalizează, la Tulcea 6285 m^3/s, cu oscilații foarte mari (între 2200 și 22000 m^3/s), în funcție de instabilitatea climatului din bazinul inferior. Debitul solid reprezentat mai ales prin aluviuni în suspensie (80-95 %) depășește, în medie, 2140 kg/s, 66000000 t annual, cu aceleași substanțiale variații (28364000 t în 1894, 154000000 t în 1871). Proveniența aluviunilor este carpato-balcanică în proporție de aproximativ 50 %. Această proporție a crescut după construirea barajului de la Porțile de Fier, o parte dintre aluviunile panonice depunându-se în apele lacului.

Creșterile se produc în trei etape: la ruperea sloiurilor (în prezent se intervine direct, prin spărgătoare de gheață), primăvara – începutul verii, datorită ploilor din aprilie-iunie, cu întârzieri în sectorul Brăila – vărsare, în funcție de panta redusă de scurgere și toamna – relativ slabe – prin diminuarea evaporației și aportul adus de tributarii balcano-dinarici. Nivelurile descresc progresiv de la Drobeta-Turnu-Severin spre vărsare, în funcție de lărgirea albiei (în primul rând) și de pierderi prin infiltrații. În 1897, an cu creșteri excepționale, s-au măsurat 865 cm la Drobeta-Turnu-Severin, 762 cm la Giurgiu, 664 cm la Galați, 510 cm la Tulcea.

Regimul de îngheț din bazinul inferior reflectă particularitățile climatului continentalizat. În medie, podul de gheață se menține 45-50 zile, dar în 1879 a durat 96 zile. Din 114 ani de observație, 25 au fost liberi de ghețuri.

Dezghețul se produce dinspre amont spre aval, ceea ce, în trecut, provoca zăpoare foarte periculoase în zona Cotu-Pisicii (Galați). S-au înregistrat sloiuri de 7 km lungime și până la 1 km lărgime, deosebit de periculoase pentru instalațiile portuare.

Inundațiile, care afectau circa 800000 ha au fost reglementate prin îndiguri și asanări, ca și prin marele baraj de la Porțile de Fier.

Pe teritoriul românesc, cursul Dunării (corespunzător bazinului inferior), se împarte în 4 sectoare cu particularități distincte:

Sectorul de defileu Baziaș – Drobeta-Turnu-Severin (144 km), cu o alternanță de bazinete depresionare (Moldova Nouă, Liubcova, Milanovăț, Dubova, Ogradena, Orșova) și îngustări (Pescari, Greben, Iuți, Cazanu-

Mare, Cazanu-Mic) înregistrează variații ale pantei și respectiv ale vitezei de scurgere (0,04 m/km la Moldova Nouă, 0,23 m/km la Iuți, 2,2 m/km la Porțile de Fier – cu viteză de 5 m/s). Lărgimea văii, cu aceleași alternanțe, atinge 5 km în zona Moldova Nouă și numai 152 m în Cazane, unde la apele mari adâncimea depășește 50 m. Lacul de baraj a modificat integral aceste trăsături, făcând să dispară și insula Ada-Kaleh (cetatea și așezarea au fost strămutate – parțial – în ostrovul Simian).

Sectorul Drobeta-Turnu-Severin – Călărași (566 km) se caracterizează prin asimetria malurilor (malul drept mai înalt cu circa 150-200 m), panta de scurgere între 0,02 și 0,08 m/km, nenumărate ostroave, unele mari (Ostrovu-Corbului, Șimian, Ostrovu-Mare) aport inegal al afluenților (75 % carpatici, 25 % balcanici), "vaduri" prielnice dezvoltării orașelor pereche: Drobeta-Turnu-Severin – Cladova, Calafat – Vidin, Giurgiu – Ruse, Oltenița – Tutrakan (Turtucaia), Călărași – Silistra.

Construirea celui de al doilea complex hidroenergetic Porțile de Fier II de la Ostrovu Mare, introduce noi modificări în peisajul văii Dunării, prin regularizarea debitelor și scurgerii, iar reflexele acestor modificări sunt resimțite și în aval.

Fostele complexe de bălți (Nedeia, Potelu, Suhaia, Greaca, Călărași etc.) au fost asanate și transformate în terenuri agricole, menținându-se, cu oglinzi restrânse, numai câteva lacuri de interes piscicol (Cârna-Dunăreni, la gura Desnățuiului, Viișoara – la gura Călmățuiului etc.).

Sectorul Călărași – Brăila (195 km) cu cele două "bălți", în prezent îndiguite și cultivate: Balta Ialomiței (Borcei) între Borcea și Dunărea Veche, - 90 km lungime, 16 km lățime maximă și Balta Brăilei, între Dunărea Veche, Cremenea și Vâlciu – 60 km lungime, 20 km lărgime. Sunt necesare dragaje, pentru navigație, în special pe brațul Borcea, unde la ape mici, în aval de Călărași, se folosește uneori brațul de legătură Răul, mai adânc.

Sectorul Brăila – vărsare (170 km) sau Dunărea maritimă (incluzând și Delta) cu pante sub 0,02 m/km și adâncimi până la 24 m la Brăila, accesibil vaselor de mare tonaj, prin intermediul canalului Sulina. Cursul unitar până la primul "ceatal" (furcitură), se ramifică mai întâi în brațele Chilia și Tulcea și apoi, la al doilea "ceatal" (Pătlăgeanca), în Sulina – amenajat pentru navigația de mare tonaj, cu 7 m pescaj și Sf. Gheorghe, cu cel mai accentuat grad de meandrare.

5.4.3 Tipurile de regim hidrologic ale râurilor din România

Pe teritoriul României, tipurile de regim hidric sunt determinate de prezența Carpaților, care imprimă o zonalitate verticală factorilor fizico-geografici, și de efectele climatice ale Mării Negre (fig. 61).

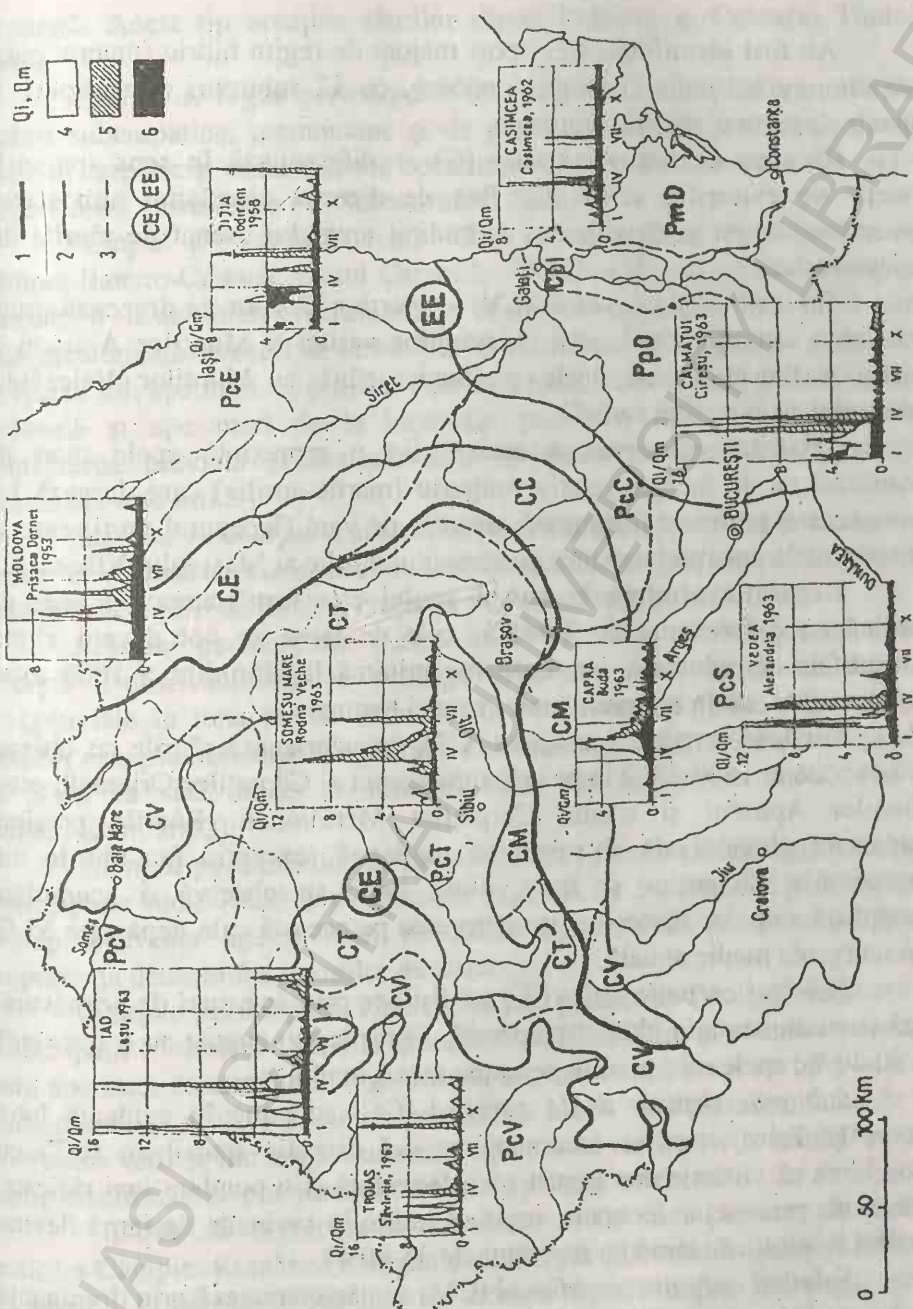


Fig. 61 Tipurile de regim ale râurilor(Geografia României, vol.1, 1983)
1.limită de provincie climatică; 2. Limită de tip major; limită de tip minor; 4. Alimentare nivală; 5. Alimentare pluvială; 6. Alimentare subterană.

BCU IASI - DIGITAL LIBRARY

Au fost identificate trei tipuri majore de regim hidric (macrotipuri): *carpatic*, *pericarpatic* şi *ponto-danubian*, cu 12 subtipuri (mezotipuri) în funcţie de particularităţile regionale.

Tipurile de regim carpatic (C) se diferenţiază în sens spaţial în funcţie de expoziţia versanţilor faţă de direcţia circulaţiei atmosferice generale din vest şi de valoarea altitudinii arealului drenat de râurile din categoria dată.

Subtipul carpatic vestic (CV) – aparţine râurilor ce drenează grupa nordică a munţilor vulcanici, versanţilor vestici a Munţilor Apuseni şi Munţilor Banatului, cu unele prelungiri până la Munţilor Vâlcanului (versantul cu expoziţie sudică).

Trăsătura principală a acestui tip o reprezintă apele mari de primăvară cu un început relativ timpuriu (martie-aprilie) care durează 1-2 luni. Acestei perioade îi urmează viiturile de vară (începutul verii) care se transformă în ape mari mai ales pe versantul nordic al Masivului Vlădeasa.

Repartiţia acestora în cursul anului este următoarea: viiturile de toamnă cu o frecvenţă de 30-45%; cele de iarna se pot deveni viituri catastrofale nivopluviale, iar scurgerea minimă la altitudini > 1000 m se produce iarna, iar în regiunile joase, vara şi toamna.

Subtipul carpatic transilvan (CT), caracterizează râurile cu obârşia situată până la 1600-1800 m pe versanţii vestici ai Carpaţilor Orientali, estul Munţilor Apuseni şi nordul Carpaţilor Meridionali. Râurile prezintă alimentare pluvionivală şi subterană moderată (excepţie fac râurile din depresiunile Ciucurilor şi Braşovului), unde se observă o acumulare accentuată a apelor subterane, iar scurgerea pe această cale depăşeşte 35 % din scurgerea medie anuală.

Subtipul carpatic estic (CE) se distinge prin ape mari de primăvară-vară şi cu alimentaţia pluvial-moderată. Viiturile din august au o frecvenţă de 30-40 %; apele mici apar în perioada rece a anului.

Subtipul carpatic de la curbură (CC) se pune în evidenţă între Trotuş şi Teleajen şi se aseamănă cu cel carpatic transilvan (CT) cu deosebirea că viiturile din august au o frecvenţă şi o pondere mai ridicată. Din cauza proceselor föehnale, regimul hidric în perioada de iarnă devine instabil (viiturile de iarnă au frecvenţa de 35-40%).

Subtipul carpatic meridional (CM) se caracterizează prin dominanta apelor mari de primăvară-vară; absenţa viiturilor de iarnă la altitudini mari, în schimb la altitudini mijlocii, unde tipul de alimentare devine pluvionival sau pluvial moderat (la contactul cu zona piemontană) acestea au o frecvenţă de 25-30%. Scurgerea minimă – vară-toamnă – este bine

conturată. Acest tip aparţine râurilor dintre Prahova şi Culoarul Timiş-Cerna.

Tipurile de regim pericarpatic (Pc) aparţin râurilor din regiunile de dealuri subcarpatice, piemontane şi de podiş, de câmpie, care înconjoară edificiul carpatic şi unde efectele zonalităţii latitudinale se resimt, dar nu în măsura celor altitudinale (V. Sorocovschi, 2002).

Subtipul pericarpatic vestic (PcV) este prezent în Dealurile şi Câmpia Banato-Crişană, vestul Carpaţilor Occidentali , în sudul Olteniei şi prezintă o instabilitatea accelerată a regimului de iarnă, (35-40 % din scurgerea anuală); viituri de iarnă (60-70 %); favorizează apariţia excesului de ape în sol; ape mari de primăvară în mai-iunie, condiţionate de activitatea ciclonală şi ape mari de la începutul perioadei reci, condiţionate de alimentarea pluvială şi nivopluvială, în noiembrie-decembrie.Tipul de alimentare este mixt.

Subtipul pericarpatic sudic (PcS) este asemănător celui pericarpatic vestic, PcV , însă accelerează continentalismul climei spre est, reduce treptat ponderea scurgerii de iarnă şi creşte cea de primăvară şi vară.

Subtipul pericarpatic transilvan (PcT), este bine reprezentat în Podişul Transilvaniei şi se distinge prin ape mari de scurtă durată, nivopluviale în luna martie şi viituri în lunile mai şi iunie. Alimentarea râurilor este pluvionivală, iar gradul de continentalitate a regimului creşte de la Nord la sud, unde se remarcă tipul de alimentare moderat (V. Sorocovschi, 2002).

Subtipul pericarpatic de curbură (PcC) face tranziţia între subtipul pericarpatic sudic (PcS) şi pericarpatic estic (PcE) .Se remarcă pentru acest subtip frecvenţa apelor mari de primăvară (60-70 % din cazuri) şi importanţa deosebită a viiturilor de iarnă.

Subtipul pericarpatic estic (PcE) este prezent în Podişul Moldovei şi Subcarpaţii Moldovei , până la altitudini de 700-800 m şi se caracterizează prin ape mici de iarnă, de lungă durată, urmate de ape mari nivopluviale în luna martie şi apele scăzute de primăvară. După viiturile accentuate de la începutul verii şi din august urmează apele mici de vară – toamnă.Prezintă untip de alimentare pluvionival şi în parte pluvial moderat.

Tipurile de regim ponto-danubiene (PD) sunt prezente în partea estică a Câmpiei Române (Bărăgan), în Câmpia Siretului Inferior şi Podişul Dobrogei. Principalele trăsături ale acestui tip de regim hidrologic sunt exprimate de stratul de zăpadă efemer şi subţire; absenţa apelor mari de primăvară. Este un tip de regim torenţial, cu viituri, iar alimentarea râurilor este pluvionivală, excepţie face Dobrogea, unde ea este pluvial moderată.

Subtipul de regim torențial prepontic danubian (PpD) se aseamănă cu subtipul pericarpatic sudic (PcS), dar apele de primăvară au frecvența sub 50 %.

Subtipul de regim torențial premaritim dobrogean (PmD) se remarcă printr – un regim puternic dezordonat, cu unele concentrări ale ponderii scurgerii în perioada rece a anului și în luna martie.Prezența unor ierni cu precipitații bogate (zăpadă) pot să furnizeze râurilor dobrogene debite de ape sporite și în consecință ape mari cu o durată mare. Frecvența unor astfel de cazuri are o pondere de 25.-.30.% .Regiunile calcaroase ale Podișului Dobrogei de Sud prezintă viituri cu caracter sporadic în funcție de precipitațiile torențiale, întrucât văile sunt seci. Scurgerea solidă a acestor râuri este asemănătoare unor râuri de noroi și poartă denumirea locală de scurgere de tip "seluri"(în limba turcă " sel " înseamnă noroi).

5.4.4 Regimul scurgerii

Scurgerea lichidă, element de seamă al circuitului apei pe uscat, depinde nemijlocit de regimul precipitațiilor (acestea condiționează valoarea integrată a scurgerii și repartiția sezonieră sau multianuală) și al temperaturilor (fie prin natura precipitațiilor lichide ori solide, fie prin înghețul și dezghețul cursurilor de apă). Ceilalți componenți ai mediului (roca, relieful, solurile, vegetația) condiționează doar anumite particularități ale scurgerii, omul impunându-se cu deosebire, prin intervențiile sale organizate.

Scurgerea medie reprezintă deci o integrală a factorilor genetici generali și a celor locali, rolul preponderent aparținând celor climatici constituind un indice de prim ordin în determinarea potențialului hidrologic al râurilor, cu aplicații multiple în gospodărirea apelor.

Zonalitatea verticală a climei și nuanțările pe orizontală se transmit și regimului de alimentare, respectiv scurgerii, ca trăsături de importanță majoră. Se remarcă, astfel, pentru a menționa exemplele cele mai concludente, scurgerea minimă din timpul iernii, când precipitațiile solide formează stratul de zăpadă iar apele sunt înghețate, și trecerea în valori maxime odată cu topirea zăpezilor (aprilie-mai) prelungite și în iunie, prin aportul ploilor abundente de la începutul verii. În contrast, regiunile de șes, cu precipitații puține, înregistrează scurgerile minime vara, la producerea fenomenului participând, pe lângă penuria de ploi, evaporația (al cărei rol este minim în cadrul montan) precum și pierderile prin infiltrații.

Variațiile regionale (pe orizontală) sunt însă substanțiale și ele se pot urmări la toate cele trei nivele ale treptelor de relief, caracteristica generală fiind dată de *reducerea treptată a valorilor, de la vest la est*. Astfel, de exemplu, la aceiași altitudine de 1200 m , scurgerea medie descrește de la

circa 950 mm (30 l/s/km^2) pe flancul vestic al Bihorului sau al masivului Retezat-Godeanu, la 780 mm (25 l/s/km^2) pe acelaşi flanc al Orientalilor şi la numai aproximativ 310 mm (10 l/s/km^2) pe cel răsăritean al acestora.

Diferenţieri între vest şi est se remarcă şi la nivelul dealurilor (60-150 mm în Dealurile Vestice, faţă de 30-100 mm în Subcarpaţii şi Podişul Moldovenesc.

La fel de pregnante sunt şi raporturile valorice ale scurgerii medii dintre Câmpia Banato-Crişană (25-60 mm), faţă de Câmpia Română (15-40 mm).

Excepţii nesemnificative de la această regulă se înregistrează în regiunile carstice (scurgerea e mai mare, datorită evaporaţiei reduse la minimum), dar numai în cazul unor bazine mici, fiindcă la cele mari situaţia se uniformizează, prin participarea scurgerii de suprafaţă. Se mai poate menţiona un aspect particular, dar prezent la majoritatea râurilor pericarpatice (legat de etajarea reliefului şi implicit a climei); *reducerea treptată a alimentării, de la izvor către vărsare* (cazul Argeşului, Ialomiţei, Vedei etc.) unele pierderi fiind provocate şi de infiltraţii în aluviunile proprii sau utilizări în diverse scopuri, (se exceptează Siretul, alimentat permanent din Carpaţi, de afluenţi viguroşi). Un caz particular e acela al Oltului, care străbate, alternativ, spaţii montane şi deluroase, astfel că variaţiile înregistează şi ele aceleaşi alternanţe. Lotrul şi ceilalţi afluenţi din defileul Turnu-Roşu – Cozia marcând un reviniment important în regimul său de scurgere.

Dintre factorii neclimatici, *vegetaţia* influenţează ceva mai evident scurgerea, prin rolul său indirect de regularizare a râurilor, întârziind topirea zăpezilor şi favorizând infiltraţia; ceilalţi sunt mai puţin specifici (*litologia, solurile*) deşi nu neglijabil (mai cu seamă în probleme de detaliu). Bineînţeles, *omul* se impune ca un factor din ce în ce mai reprezentativ, şi indirect (defrişări, culturi etc.) şi direct (prin toate lucrările hidrotehnice – de la cele de interes strict local, până la marile şi complexele amenajări ale zilelor noastre).

Scurgerea depinde direct de *alimentarea râurilor*, cea superficială (provenind din ploi şi zăpezi) cu predominare în proporţie de 60-80 %, faţă de *alimentarea subterană* (circa 30%).

Regimul *pluvio-nival* este reprezentativ pentru condiţiile climatice ale ţării, ploile depăşind 50% din totalul precipitaţiilor, dar cu variaţii legate de etajarea reliefului, respectiv a climei: *nivo-plivial* la peste 1600 m (zăpezi până la 0-60%) sau *nival-moderat* (60-80% zăpezi) la peste 2000 m altitudine ori în estul Câmpiei Române. Se preconizează chiar un tip *pluvial-moderat* (zăpezi 30-40%) în Moldova, dar variaţiile în timp sunt prea mari pentru a se individualiza cu certitudine.

Alimentarea subterană asigură scurgerea pe o serie de văi mai mici, din zonele carstice, ca şi în bazinele central şi sud-transilvane (Mureş, Târnave, Oltul mijlociu) cu valori mai mari în depresiunile intracarpatice (circa 35 %) şi foarte reduse în câmpie (15%), unde de altfel, şi procesul de secare temporară este prezent chiar la râurile mai mari (Călmăţui, Vedea, Olteţ, Desnăţui etc.).

Revenind la scurgerea lichidă trebuie să mai subliniem încă o trăsătură esenţială şi anume, *oscilaţiile în timp – lunare şi sezoniere, ale valorilor medii.* În ansamblu, topirea zăpezilor, urmată de ploile abundente din lunile mai-iunie, determină predominanţa scurgerii în acelaşi interval de timp (scurgerea de primăvară) care însumează, procentual, de la 40-50 % (la râurile mici), de câmpie, chiar mai mult (până la 80 %). Contribuie şi faptul că solul este, în general, saturat de apă şi nu mai permite infiltraţia, iar evaporaţia se menţine încă redusă. Uşoare întârzieri, în sectorul maritim al Dunării şi pe Prutul inferior, sunt provocate de panta de scurgere, aproape inexistentă. Urmează, în general, o reducere apreciabilă, începând din iulie şi până în septembrie (precipitaţii mai puţine, evaporaţie intensă, infiltraţii în solul nesaturat); uşoarele creşteri de toamnă (evaporaţia mai atenuată şi uşorul spor de precipitaţii) şi din nou valori reduse – cele mai mici (îngheţ şi precipitaţii solide).

Debitele medii ale râurilor marchează aceleaşi oscilaţii sezoniere ale scurgerii, dar cu mari diferenţieri de la an la an (ca valori absolute), ceea ce trădează instabilitatea climatului de tranziţie.

Însumarea acestor debite medii, pentru întreaga reţea a râurilor interioare, totalizează aproximativ 1180 m^3/s, cărora li se adaugă şi cei circa 6300 m^3/s ai Dunării, la Tulcea.

În cuprinsul principalelor sectoare hidrografice, repartiţia debitelor medii este următoarea: Tisa şi afluenţii săi transilvăneni – 430 m^3/s, tributari direcţi ai Dunării, din sud-vest, sud şi est – 763 m^3/s, iar râurile sud-dobrogene, cu vărsarea în Marea Neagră – 5m^3/s. Pe unităţi fizico-geografice, cadrului montan şi premontan, cu altitudini de peste 500 m, îi revin circa 1000 m^3/s, restul distribuindu-se inegal, potrivit şi cu regimul scurgerii, celorlalte subdiviziuni (dealuri, podişuri şi câmpii).

Apreciind cantitativ resursele de apă ale ţării, excluzând Dunărea se constată că sunt relativ sărace. Volumul total al scurgerii medii de pe râurile noastre, la nivelul anului 1973, a însumat aproximativ 35 miliarde m^3, respectiv 1750 m^3 pe locuitor, cu mult în urma Suediei, Finlandei, Norvegiei, care depăşesc 20000 m^3. Adăugând şi Dunărea, cu circa 200 miliarde m^3 (163 miliarde din afara României) se ameliorează situaţia, fără a se depăşi nivelul mediu de 5000-10000 m^3 pe locuitor. Resursele subterane – nu îndeajuns studiate – sunt şi ele modeste (circa 5 miliarde m^3 annual). În

consecință, se impune o utilizare cât mai rațională a fiecărei surse de apă, chiar şi a celor de ordin secundar, cu atât mai mult cu cât, față de necesarul de 2,5 miliarde m^3 în 1960, 16 miliarde m^3 în 1970, preconzându-se un volum de 50 miliarde m^3 în 1980 şi 100 miliarde m^3 după 1990 (Fl. Iorgulescu, 1974).

Debitele maxime, corespunzătoare, în general, apelor provenite din topirea zăpezilor, contopite cu cele ale ploilor abundente de primăvară, înregistrează variații regionale şi ca desfăşurare în timp (în funcție, mai cu seamă, de declanşarea topirii zăpezilor) şi cantitativ, depinzând de volumul mediu al precipitațiilor, constant mai ridicat în nord-vestul țării decât în sud-est.

Ca proveniență (ploi, ploi şi zăpezi) se remarcă aceleaşi diferențieri regionale: nord-vestul cu 47 % ape din ploi, 50 % din ploi şi zăpezi, 3 % din zăpezi, față de centrul țării , Depresiunea Transilvaniei , cu 56 % din ploi şi 44 % mixte; sudul 70 % ploi şi circa 30 % ploi şi zăpezi; estul , Podişul Moldovei , cu 76 % din ploi, respectiv 24 % mixte; sud-vestul (Banat şi parțial Oltenia) unde se adaugă ploile de iarnă, ca influență submediteraneană, cu 86 % din ploi şi 14 % mixte.

Potrivit datelor de observații existente, debitele maxime, cu consecințe dezastruoase pentru economie, au fost, pentru aproape întreag teritoriul țării şi în mod deosebit pentru Transilvania, cele din anul 1970, dar regional, s-au înregistrat creşteri excepționale şi în alți ani (1932 cu precădere în est, 1935 în nord-est, 1941 şi 1955 în sud şi sud-est, în 1969 pentru bazinul Prutului, 1972 pentru Argeş, 1974 pentru Crasna etc.).

Viiturile, cu aceleaşi oscilații regionale, se produc, la majoritatea râurilor, în perioada martie-iunie, datorită topirii zăpezilor şi ploilor abundente din mai-iunie, mai ales în cadrul montan; sunt mai timpurii în vest (uneori încă din februarie) şi în sud-vest, unde ploile de tip submediteranean condiționează creşteri chiar din decembrie, până în mai; întârzie în masivele înalte (Retezat şi Parâng, Făgăraş) în dependență de persistența mai îndelungată a zăpezilor; corespund – accidental şi numai pentru râurile mari, ruperii sloiurilor (martie).

Procentual, viiturile de primăvară dețin 3-50 % din total, cele de toamnă circa 10-20%, iar cele de iarnă 5-30 % (mai frecvente în Banat).

Lipsa precipitațiilor din august-septembrie şi forma solidă (zăpezi) din ianuarie-februarie, justifică *scurgerea minimă*, asigurată aproape în exclusivitate de alimentarea subterană, valorile râurilor din Câmpia Banato-Crişană fiind totuşi mai ridicate (0,1 - 0,5 l/s/km^2) față de ale celor din Podişul Moldovei şi Bărăgan (sub 0,1 l/s/km^2), datorită continentalismului climatic mai accentuat din estul şi sud-estul țării.

Variațiile se transmit, în aceeași măsură și *debitelor minime*, excepție făcând Crișurile, Bega și Timișul (alături de văile mai mărunte din Banat) unde acestea produc vara (către sfârșit) și nu iarna, când survin precipitațiile de tip submediteranean.

Scurgerea solidă (fig. 62) înregistrează aceiași mare varietate în cuprinsul țării, depinzând în primul rând de scurgerea lichidă , respectiv de regimul precipitațiilor , și bineînțeles, de sol , furnizorul aluviunilor , dar fiind influențată și de declivitatea și fragmentarea reliefului, de covorul vegetal, tipurile de culturi etc.

Indicativ prețios pentru intensitatea eroziunii torențiale, scurgerea solidă atenționează în mod deosebit forurile competente, angajate în acest flagel al bonității terenurilor de cultură. Pe de altă parte, în zonele montane și deluroase, mai rar în cele de șes – aluviunile sunt exploatate în balastiere.

Dintre *proprietățile fizice*, regimul termic și în mod deosebit cel de îngheț-dezgheț prezintă importanță prioritară, prin implicațiile sale directe în problemele cu caracter practic.

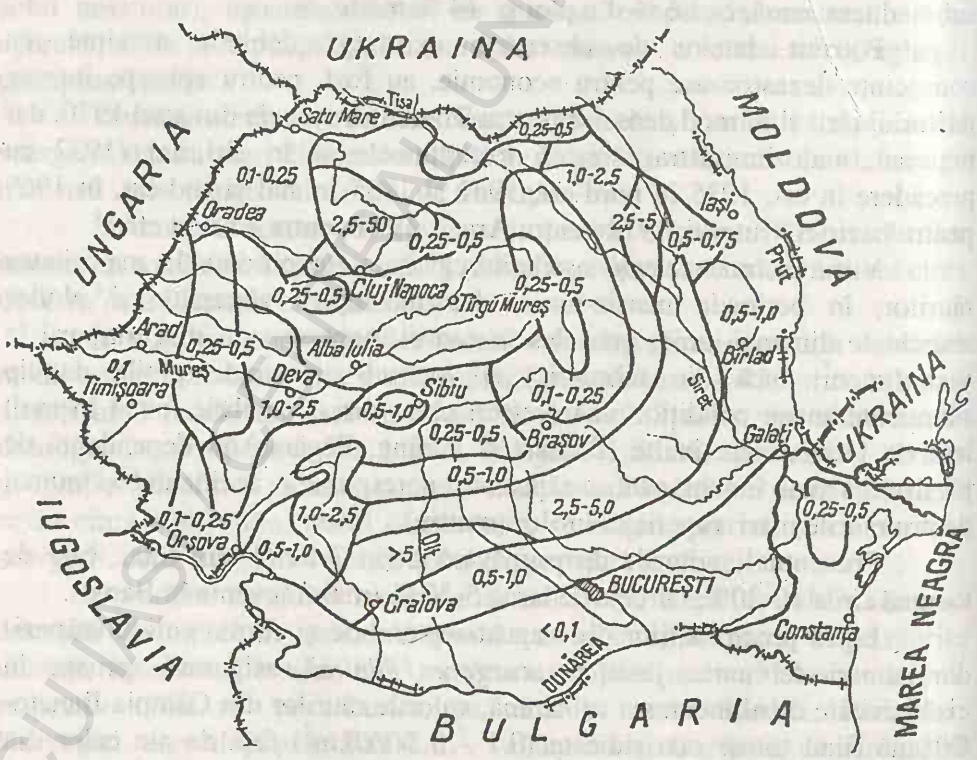


Fig. 62 Repartiția scurgerii solide specifice medii (t/ha./an)(după C.Diaconu, 1971)

Dacă, raportată la întreaga suprafață a țării, valoarea medie a scurgerii solide atinge 1,75 t/ha/an (circa 4,51 mil. tone annual) diferențierile regionale sunt foarte mari, înscriind pe primul loc Subcarpații de Curbură – sectorul dintre Buzău și Râmnic, cu 25 t/ha/an, respectiv 25000 g/m^3, urmate de Subcarpații Getici și Piemontul Getic (peste 10 t/ha/an și 2500-5000 g/m^3) în funcție de frecvența ploilor torențiale, în condițiile unui relief accidentat, modelat de formațiuni friabile și cu arii extinse despădurite.

La polul opus, valorile cele mai reduse (sub 0,50 t/ha/an și sub 100 g/m^3) aparțin lanțului eruptiv Căliman-Gurghiu-Harghita (platourii de lavă dură, masiv împădurite) ca și în Munții Făgăraș, Parâng, Retezat (roci cristaline și același coeficient ridicat al împăduririlor).

Fără îndoială, pornind de la munte spre șes, aluviunile descresc cantitativ, dar și ca dimensiuni ale particulelor (de la bolovănișuri la nisipuri și mâluri în suspensie) cu unele abateri de la această regulă, pentru sectoarele de văi tăiate în conglomerate sau pietrișuri, unde se remaniază elemente provenite din asemenea formațiuni (de exemplu, văile din Piemontul Getic, la est de Olt).

Factorii care participă direct la stabilirea acestor caractere, ei înșiși supuși legităților zonalității verticale a reliefului țării, sunt, în primul rând temperatura aerului – cu variațiile sale sezoniere – și apoi, rol secundar, explicând unele particularități locale, panta și viteza de scurgere, debitul, iar în mod excepțional, originea carstică a apelor unor râuri (Valea Galbenei, din Apuseni, care drenează traseele subterane ale Padișului, Izverna și Topolnița, în carstul mehedințean) sau chiar participarea unor surse termale la alimentarea râurilor (Valea Pețea, în aval de Băile Felix și 1 Mai, Cerna în aval de Herculane).

Continentalismul climatic din estul țării (Podișul și Subcarpații Moldovei) și din depresiunile Carpaților Orientali – Giurgeu, Ciuc, Brașov – condiționează formarea podului de gheță stabil, aproape în fiecare an (uneori cu durată de peste 60 de zile). Intră aici și râurile din estul Câmpiei Române.

Atenuarea relativă a acestui continentalism (Depresiunea Transilvaniei – în mod deosebit – Piemontul Getic, bordura vestică a Munților Apuseni), determină înghețuri în 50-80 % din anii de observație.

Câmpia Banato-Crișană și Dealurile Vestice, unde iernile sunt totuși mai blânde, justifică aparoiția podului de gheață în numai 30-50 % din ani, înghețul fiind, de multe ori, cu totul absent mai ales pentru râurile bănățene și chiar și pentru Crișu Negru, datorită aportului de ape carstice (Crișu Pietros).

Condiţiile speciale de viteză şi debit, la râurile mari carpatice, permit numai formarea zaiului sau a gheţii la mal, nu şi a podului de gheaţă. La aceleaşi râuri situaţia se schimbă, în cazul lacurilor de baraj (Bistriţa, Argeş etc.)

Chimismul (râurilor noastre, de care depind posibilităţile de utilizare în economie (alimentarea cu ape industriale şi potabile) este un fenomen cu mari variaţii regionale (în funcţie de natura alimentării râurilor şi a rocilor în care este organizat bazinul) şi sezoniere (datorită evaporaţiei intense şi a predominării alimentaţiei subterane, vara, chimismul se accentuează).

În ansamblul teritorial al ţării, chimismul creşte treptat dinspre regiunile montane (ape cu mineralizare redusă, 0-200 mg/l) şi calităţi potabile deosebite, spre cele de dealuri, podiş şi câmpie, cu mineralizare mijlocie (200-500 mg/l), mare (500-1000 mg/l) şi foarte mare (peste 1000 mg/l). Majoritatea râurilor româneşti (pe aproape 80 % din suprafaţa ţării) au ape bicarbonatate; acestora li se alătură râurile cu ape clorurate (Subcarpaţii Moldovei şi de Curbură – Tazlău Sărat, Râmnicu Sărat, Râmna – 1900 mg/l – Slănicu, Cricovu Sărat etc.) şi Câmpia Română (Sărata – 6000 mg/l) ca şi zona deapirului transilvănean.

În Câmpia Moldovei, în bazinul Târnavei, Vrancea etc., apar şi ape sulfatate.

Pentru câteva cursuri de apă (Săsaru, Lăpuşu inferior, Valea Roşiei – Arieş etc.) mineralizarea este puternic influenţată de apele reziduale ale flotaţiilor, recuperarea lor fiind însă în atenţia specialiştilor, ca şi a a ltor râuri poluate (Jiul în bazinul superior, datorită spălării cărbunelui, Teleajenu inferior etc.).

În funcţie de chimism, cele mai multe dintre râurile ţării favorizează utilizarea multilaterală a apelor lor: irigaţii, alimentarea întreprinderilor industriale şi aşezărilor omeneşti, piscicultură, creşterea vitelor, pe lângă hidroenergie, navigaţie etc.

Amenajările din ultimele trei decenii au modificat substanţial înfăţişarea reţelei de râuri, schimbări spectaculoase fiind în perspectivă, cu deosebire în Câmpia Banato-Crişană, unde se preconizează o "magistrală" hidrografică nord-sud şi în Câmpia Dunării, pe direcţie nord-est – sud-vest, între Siretul inferior şi Ialomiţa, precum şi pe traseul actual al Argeşului, unde s-au început lucrările canalului Bucureşti-Dunăre, dar după 1990 au fost abandonate din lipsa unor fonduri de investiţii.

5.5 Lacurile

Se înscriu în peisajul României cu o notă specifică, completând armonios imaginea fizico-geografică a pământului românesc.

Statisticile anului 1960 menționează circa 3450 de lacuri (2300 *lacuri naturale* – 67 % și 1150 *lacuri artificiale* – 33 %) astăzi numărul celor artificiale ajungând la 1500, prin acumulările realizate pe: Someșul Mic, Râu Mare, Sebeș, Bârzava, Timiș, Siriu, Prut, Crișul Repede, Lăpuș, Bistrița Ardeleană, Olt, etc. Ele însumează o suprafață de 2620 km^2 (1,1 % din suprafața țării). În ceea ce privește mărimea, majoritatea au sub 1 km^2 (3138 lacuri însumând nuami 22,9 % din suprafața totală a lacurilor)(P. Gâștescu, 1963).

Criteriile de clasificare a unităților limnologice sunt foarte diversificate: geografic, genetic, chimism, termalism, radioactivitate, etc.

O particularitate a lacurilor naturale o constituie diversitatea tipurilor genetice de depresiuni lacustre și răspândirea lor în toate unitățile de relief, de aceea se impune clasificarea lor în raport de *criteriul geografic*, criteriu în raport de care deosebim: lacuri de munte, lacuri din zona de deal și podiș, lacurile din zona de câmpie, luncă și litoral (naturale) și lacuri artificiale. Această ultimă categorie nu exprimă o regionare altitudinală, ci este prezentă în toate etajele unităților fizico-geografice, existența lor materializând relația: om - economie – mediu natural.

5.5.1 Lacurile de munte

Situate la peste 750 m altitudine, prezintă diferențieri ale morfografiei și morfologiei cuvetei, precum și ale regimului prin particularitățile genezei. Distingem din acest punct de vedere: lacuri glaciare, lacuri vulcanice, lacuri carstice, lacuri de baraj natural, lacuri artificiale.

Lacuri glaciare se diferențiază genetic în lacuri de circ,lacuri de baraj morenic, lacuri în vale glaciară, lacuri de nivatie pe polițe structurale.

Lacurile de circ (căldare) sunt situate la peste 2000 m altitudine, reflex al unei litologii variate în funcție de care rata exarației s-a diferențiat, foarte mult rezultând cuvete lacustre cu suprafață variată (Bucura – 8,8 ha, Zănoaga – 6,5 ha, Bâlea – 4,6 ha) iar adâncimea cuvetei urmează de asemenea diferențieri spațiale (Zănoaga – 29 m; majoritatea fiind peste 15 m) precum și volume de apă cantonate diferențiat (Zănoaga – 700 000 m^3, Bucura aproximativ 600 000 m^3).

Altitudinea reprezintă un alt reper în regionarea geografică a cuvetelor glaciare.Tăul Mioarelor din Munții Făgăraș deține recordul de altitudine, respectiv 2290 m, fiind secondat îndeaproape de Tăul Agățat (Munții Retezat) la 2250 m, Iezerul Latoriței (Munții Parâng situat la 1520 m și lacul Corciova (Masivul Petreanu-Retezat) la 1540 m.

Răspândirea geografică comportă de asemenea diferențieri de la o unitate montană la alta în funcție de complexitatea morfostructurală și litologică

Grupa nordică a Carpaților Orientali cuprinde 23 de lacuri, dintre care menționăm în Munții Rodnei lacurile Ineu, Pietrosu, Lala Mare, Buhăescu, iar în Munții Maramureșului mai reprezentativ este Tău Vinderelului.

Carpații Meridionali prezintă un înalt potențial limnologic ,fiind inventariate peste 103 lacuri ,fără grupa Bucegilor unde lacurile lipsesc din cauza litologiei (calcare, conglomerate de Bucegi, roci gelive), astfel că pragurile circurilor glaciare au fost sparte prin scurgerea gheții; cu o singură excepție pentru versanții nordici, pe Valea Țigănești, unde Valeria Velcea (1960, 2001) consemnează Lacul Mălătești, a cărei prezență se explică prin variația bilanțului în funcție de climatul anului respectiv.

Grupa Făgăraș înscrie cuvetele cele reprezentative mai ales pe flancul nordic: Bâlea, Capra, Avrig, Urlea, Podroga, Tău Mioarelor, etc. I.Pișotă (1958)consemnează peste 25 de lacuri glaciare de circ în Munții Făgărașului.

Grupa Parâng (20 de lacuri) prezintă între unitățile limnologice mai reprezentative lacurile : Gâlcescu, Găuri, Roșiile, Urda, (în înșeuarea prin care trece șoseaua „Transalpina", separând 2 cuvete lacustre Urda Mare și Urda Mică), Tăul fără Fund.

Grupa Retezat-Godeanu cuprinde 58 de lacuri, mai mari sunt Bucura, Zănoaga, Tău Negru, etc.

În masivele Leaota, Iezer-Păpușa, chiar la altitudini de peste 2000 m, datorită unei glaciații mai slabe, lacurile glaciare lipsesc.

Lacurile (glaciare) de baraj morenic sunt cantonate în spatele valurilor morenice. Literatura de specialitate consemnează ca aparținând acestei subgrupe lacurile: Tăul Verde din Munții Parâng; Slăveiul și Zănoaga Mică din Munții Retezat; Netișul și Bistra din Munții Petreanu; Sala Mică din Munții Rodnei.

Lacurile situate în văi glaciare sunt cele a căror cuvetă ocupă locul unei denivelări sau excavațiuni pe o anumită treaptă a văilor glaciare, prin urmare, adâncimea apelor nu este prea mare.

În unele cazuri, aceste lacuri se înșiră în salbă cum sunt cele din complexul văii glaciare Bucura (Florica, Viorica, Ana, Lia), alteori apar izolate, cum este lacul Doamnei din Munții Făgăraș sau grupate câte două ca în situația lacurilor Radeș I și Radeș II, ori Zănoaga Mică I și Zănoaga Mică II din Munții Retezat.

Lacurile de nivație (nivoglaciație) apar tot în etajul alpin și sunt asociate frecvent lacurilor glaciare. Mai tipice sunt cele din Munții Iezer,

Munţii Parâng, Munţii Retezat, Munţii Godeanu, Munţii Siriu, Munţii Semenic, Munţii Bihor. În aceiaşi categorie se înscriu lacurile formate pe polițe structurale: Lacul Tău Vulturilor (Munţii Siriu), Baia Vulturilor din Munţii Semenic; Tăurile din Munţii Bihor, etc.

Lacurile vulcanice. Cu toate că munţii de origine vulcanică sunt bine reprezentaţi în Carpaţi totuşi conservarea depresiunilor în care să se formeze lacuri a fost posibilă numai în extremitatea sudică a M. Harghita, unde se află lacul de crater Sf. Ana. Cuveta prezintă aspectul unei pâlnii, iar alimentarea ei se face prin ploi şi zăpezi. Adâncimea maximă este de 7 m, suprafaţa de 19,6 ha. La nord-est de Lacul Sf. Ana se află urmele unui alt lac tot de natură vulcanică, L. Mohoş, astăzi transformat într-o mlaştină turboasă.

Lacuri carstice. Diversitatea rocilor solubile: calcare, travertin, gips, sare, explică prezenţa unei suite de lacuri, în general de dimensiuni reduse,dar bine reprezentate prin *lacurile carstice pe calcare*: Zătonul Mare şi Zătonul Mic (Podişul Mehedinţi), Vărăşoaia şi Rapolt (Munţii Apuseni), Coronciş (Munţii Rodnei), Tăul Ighiului (Munţii Trascău), Ochii Beiului (Cheile Nerei), Mărghitaşu (Munţii Aninei).

Lacurile de baraj natural sunt puţin numeroase în România. Literatura limnologică consemnează câteva dintre cuvetele lacustre. Menţionăm în primul rând Lacul Roşu din Staţiunea turistică cu aceiaşi denumire, în amonte de Cheile Bicazului, a cărui cuvetă a rezultat din bararea cursului superior al Văii Bicazului prin alunecarea unui pinten de munte al Masivului Gylkos, în 1837. Geneză şi evoluţie similară au avut şilacurile: Bălătău (Munţii Nemira); Betiş (Munţii Maramureşului), Bâsca fără Cale (Munţii Siriu) etc.

Lacurile artificiale din regiunea montană se înscriu în peisajul românesc prin dubla lor funcţionalitate - alimentare cu apă (L. Poiana Uzului, L.Firiza, L.Văliug, L.Cinciş şi acumulări hidroenergetice (L.Vidra, L.Vidraru, L. Izvorul Muntelui, L.Tarniţa, L.Clopotiva, L. Oaşa, L.Gâlceag, L.Căderea Belareca, etc).

Haiturile au fost acumulări mici pe râuri cu debite mici, pentru a asigura debite pentru transportul buştenilor. Deşi aparţin trecutului,peisajul Carpaţilor Orientali era de neconceput acum un secol fără prezenţa lor.

Lacurile din zona de deal şi podiş se diferenţiază genetic în: lacuri din spatele valurilor de alunecare ,cunoscute în Câmpia Transivaniei sub hidronimul de *bulhace,* prezintă un caracter efemer datorită proceselor de colmatare , îmlăştinire.Aceste cuvete lacustre au suprafeţe mici şi datează din tardiglaciar.

Răspândirea geografică a acestui tip este strâns legată de prezenţa ariilor cu alunecări de teren din Câmpia Transilvaniei (L.Pogăceaua,

L.Căianu) şi Câmpia Jijiei (L.Santa-Maria , aparţinând rezervaţiei geomorfologice "*Cento Monticoli*"): Sunt consemnate astfel de cuvete lacustre şi în regiunea subcarpatică, L. Dăeşti (Subcarpaţii Getici).

Lacuri carstice din regiunile deluroase se diferenţiază în lacuri înscrise ariilor calcaroase sau carstului propriu – zis ,lacurile pe structuri salifere sau pe sare şi lacurile clastocarstice. Din prima categorie menţionăm lacurile din Podişul Mehedinţi, Lacul Zătonul Mare şi Lacul Zătonul Mic.

Lacuri carstice pe sare se diferenţiază la rândul lor în două categorii, dupa modul de formare a cuvetei lacustreşi tipului de alimentare:lacuri carsto – saline şi lacuri antropo – saline.

Lacurile carsto-saline iau naştere printr-un proces natural de disoluţie în sâmburi de sare (în cutele diapire): L. Ştiucii sau Tăul Ştiucii (Săcălaia) (fig. 63), L. Ursu, L. Miresii (Slănic Prahova).Ele generează nămoluri sapropelice cu proprietăţi terapeutice şi prezintă fenomene de heliotermie.

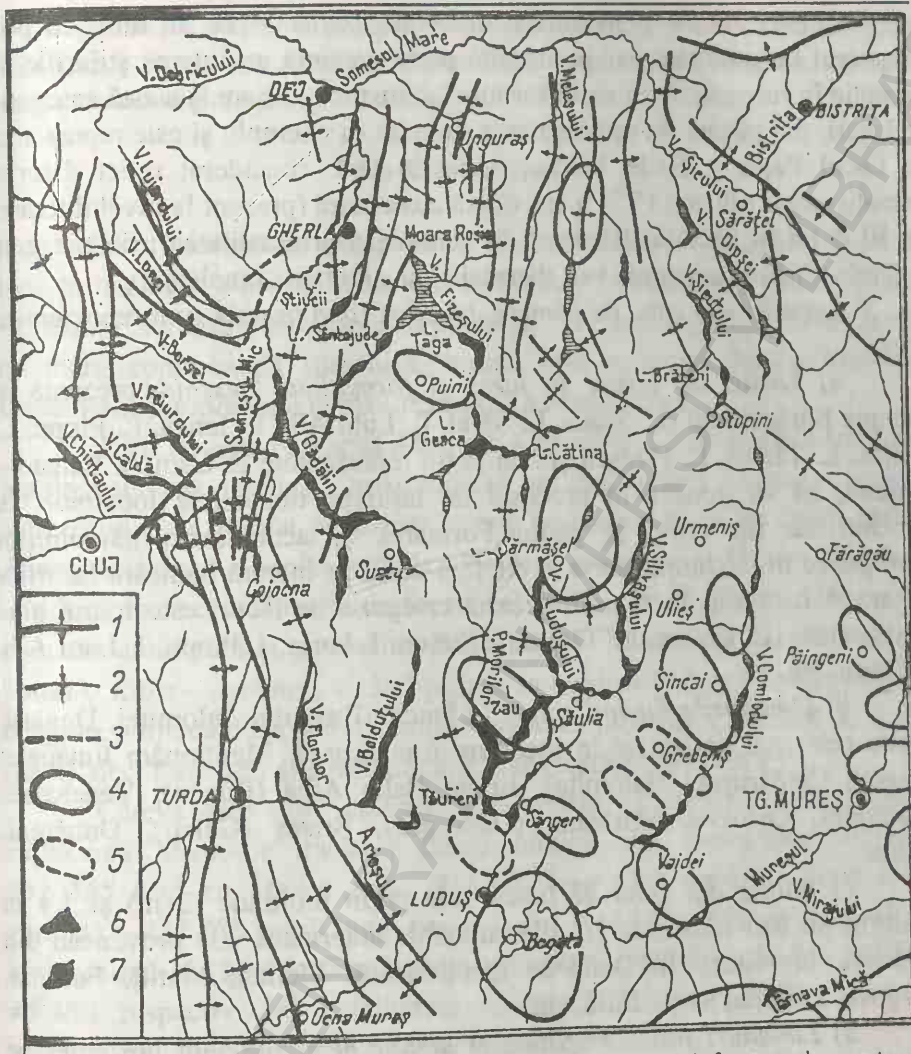
Lacuri antropo-saline, rezultate prin prăbuşirea tavanelor unor vechi saline (ocne); sunt restrânse ca suprafaţă, dar profunde:L. Ocna Sibiului, L.Ocna Mureş,Lacurile de la Turda, L.Someşeni,Lacurile de la Băile Romane, Ocna Dej, Lacurile de la Praid, Lacul de la Odăi, L. Vintileasca, etc.

Pentru regiunea subcarpatică sunt consemnate în literatura geografică lacurile: Slănic Prahova, Telega, Ocnele Mari, Sărata Bacăului, iar în unităţile depresionare le menţionăm pe cele din Depresiunea Maramureşului, respectiv, Lacul Coştiui şi Ocna Şugatag.

Lacurile clastocarstice se formează ca urmare a proceselor de sufoziune chimică, mecanică şi tasare, specifice anumitor categorii de roci: gresii, conglomerate, piroclastite, loess, deluvii, etc.Din această categorie mai cunoscute sunt Lacul Învârtita din localitatea Nucşoara (judeţul Argeş) şi Lacul Cheia din localitatea cu aceiaşi denumire ,lângă Turda, judeţul Cluj.

Lacuri artificiale din regiunea de deal şi podiş sunt reprezentate prin iazurile din: Câmpia Transilvaniei, prezente în bazinele hidrografice ale Văii Fizeşului: L. Geaca, L. Cătina, L. Ţaga, L.Tău Ştiucii, L. Sântejude, L. Tăureni, la care se adaugă cele din Bazinul Mureşului, respectiv L. Zau de Câmpie şi L Bujoru.

Câmpia Moldovei înscrie ca atribut funamental al peisajului geografic amenajările antropice de tip iaz, unele având funcţionalitate din timpul dacilor liberi, respectiv Iazul Dracşani (din bazinul Sitnei). Alte iazuri prezente în regiune sunt:L. Tătărăşeni, L. Plopi, L. Paharnicului, L. Bulbucani, L. Puşcaşi, L. Sulița, etc.



Repartiţia bazinelor lacustre din Câmpia Transilvaniei în raport cu structurile tectonice. (După A. Vancea, M. Ilie şi Gr. Răileanu) 1. — anticlinale; 2. — sinclinale; 3. — falii; 4. — domuri; 5. — domuri de profunzime; 6. — bazine cu lacuri existente sau pe cale de colmatare; 7. — bazine lacustre colmatate sau drenate.

Fig. 63 Lacurile carsto-saline din Câmpia Transilvaniei

Lacuri pentru regularizarea cursurilor, din aceiaşi categorie, sunt prezente în cursul inferior al Siretului (L.Galbeni,L. Răcăciuni), pe Prut (Stânca – Costeşti) şi Olt (Băbeni, Drăgăşani, etc.).

Benturile apar în platforma Argeşului şi Cotmeana, pentru suplinirea deficitului hidric, întrucât nivelul piezometric al pânzei freatice se află la mare adâncime sub depozitele pietrişurilor de „Cândeşti şi Frăteşti".

Lacuri relicte reprezintă o categorie de lacuri ce se remarcă prin caracterul de unicitate, iar pe de altă parte prezintă un interes ştiinţific de excepţie în reconstituirea mediilor morfoclimatice terţiare.Această categorie de lacuri, din păcate, în românia este singular ca exemplu şi este reprezentat de Lacul Peţea – Băile 1 Mai,. Unic în ţară, considerat relict datorită termalismului ridicat (45 ° C), de vârstă cuaternară (prezent la nivelul terasei de 30 de m, a Crişului Repede), îşi datorează originalitatea prin prezenţa nufărului (Nimphaea lotus var. thermalis) şi a numeroşi melcişori.

*Lacurile din zona de câmpie, luncă şi zona litor*ală sunt reprezentate prin:

*a) Lacuri de tasare în loess şi formaţiuni loessoide,*prezente în Câmpia Bărăganului (L. Seaca, L. Sărat, L. Lutu Alb, L. Ianca, L. Plopu, L. Colţea, L. Tătaru, L. Pleaşcu)şi mai puţin reprezentate în Câmpia Banato – Crişană, îşi au geneza în procesul de tasarepe depozitele loessoide, în structuri de tip crov. şi padine.Formarea şi acumularea nămolurilor sapropelice în mediul anaerob le conferă utilizare în cură balneară lacurilor Amara şi L. Sărat. În schimb această categorie de lacuri este foarte bine reprezentată (L. Colţea, L. Tătaru, L.Plaşcu, L.Ianca, L.Plopu, L.Lutu Alb, L. Seaca, etc.

b) Limanurile fluviatile apar în luncile Buzăului, Ialomiţei, Dunării. Dintre cele mai des citate în literatura românească. Menţionăm limanele: Snagov, Căldăruşani (Ialomiţa), Jirlău, Balta Albă (Buzău), Vederoasa, Ciocârleni, Ostrovu, Mârleanu (Dobrogea), Brateş (Galaţi), Dunăreni, Oltina.

c) Bălţile din zona de luncă sunt puţin profunde (2 m) şi 3,4 m (Deltă)şi au fost reduse la 1/3 din suprafaţa anterioară. Ele proveneau din revărsări, la viituri. În Deltă se menţionează: Merhei, Matitţ, Fortuna, Gorgova, Lumina, Roşu, Puiu, etc.

d) Limanuri fluvio-maritime şi lagune maritime sunt prezente- pe litoralul Mării Negre.Mai cunoscute sunt limanurile: Babadag, Sutghiol, Techirghiol, Mangalia, Agigea, Taşaul, Costineşti, Tatlageac, iar dintre lagune,cele ale complexului Razim (Zmeica, Golovita, Sinoe),L Nuntaşi şi L.Istria.

e) Lacuri artificiale din regiunile de câmpie sunt reprezentate de heleştee (Cefa, Tămaşda, din Câmpia Banato – Crişană, lacurile de agrement (Tei, Floreasca, Colentina),din Câmpia Română şi lacurile de acumulare de interes hidroenergetic din cursul inferior al Oltului, Siretului şi Argeşului (L. Frunzaru, L. Rusăneşti, L.Izbiceni – pe Olt; L. Ciocăneşti, L. Chitila, L Chiajna – pe Argeş, etc.).

f) Lacuri relicte sunt reprezentate şi în această regiune doar singular, prin Lacul Satchinez ,care este rezervaţie naturală ornitologică, cu specii rare, autohtone şi de pasaj.

5.6 Marea Neagrã

De o însemnătate excepţională pentru România (dată fiind şi poziţia ţării în bazinul celui mai mare dintre tributari – Dunărea), Marea Neagră reprezintă „fereastra către oceanul planetar", în ciuda faptului că are caracter de mare continentală (deschisă, totuşi, prin sistemul Bosfor-Marmara-Dardanele) şi reprezintă numai o „anexă" a Mediteranei.

Sciţii şi geţii i-au spus *Ahsaena – mohorâtă*, vechii greci (preluând numirea scitică) *Axeinos – neospitalieră* sau mai curând Axaena – ocean şi apoi, când s-au instalat pe ţărmurile sale cu numeroasele lor cetăţi-porturi, *Pontos Euxeinos – ospitalieră.* Tot la greci a circulat şi *Pontos Didalahos* (cu două bazine, în funcţie de forma sa) iar la romani, *Pontus Major*, aşa cum era cunoscută şi pe vremea lui Mircea – Marea cea Mare. Turcii au numit-o *Kara – denghez*, vizând poziţia sa nordică faţă de Mediterană (Ak-denghez – marea de la sud) denumire preluată, incorect, cu sensul de neagră (kara), deci fără vreo altă semnificaţie, dar încetăţenită definitiv.

Câteva date sunt indispensabile pentru caracterizarea bazinului şi explicarea anumitor trăsături fizico-chimice ale apelor sale: suprafaţa: *462 565 kmp cu Marea Azov, 411.540 kmp fără aceasta* (după o altă variantă – *413.488 kmp*); lungimea maximă *1.148 km*, lăţimea maximă 606 km, minimă 263 km; desfăşurarea pe aproape 6^0 *latitudine nordică* (40^0*54' – 46*^{0}*38'*) respectiv 14^0 longitudine estică (27^0*27' – 41*^{0}*42'*); adâncime maximă *2.258 m* altă sursă: *2.246 m* medie cca *1.147 m.*

Fundul Mării Negre este, de altfel, foarte neregulat; dacă spre Anatolia (la 20 km de ţărm) adâncimile depăşesc 2 000 m, în zona golfului Odessa şi în dreptul litoralului românesc se desfăşoară o largă platformă continentală *(35 % din bazin)* cu adâncimi sub *200 m, până la 500 km în nord şi 150 km în sud*, îngustându-se treptat *(50 km în zona Mangalia).* Aceasta favorizează, prin decantarea aluviunilor, formarea Deltei Dunării şi a plajelor sau perisipurilor şi chiar a insulelor. În continuarea grindului Sărăturile, la gura braţului Sf. Gheorghe, creşte astfel, continuu, insula *Sacalin*, separată de ţărm printr-o fâşie de ape adânci, cu vegetaţie hidrofilă

(aşa-numita „*melea*") preferată de păsările migratoare, la sosirea sau plecarea din deltă.

Ţărmul *puţin articulat (coeficient de sinuozitate 1,79)* – mai cu seamă cel românesc – şi absenţa aproape completă a insulelor (excepţia insula Şerpilor, rest al platformei continentale, Sacalin şi alte câteva) constituie o particularitate a bazinului maritim.

Pentru volum, informaţiile din literatura existentă diferă: V. Trufaş (1969) – 537 00 kmc, I. Ujvári (1972) – 529 950 kmc) după bibliografie sovietică). De altfel, lipsind măsurători batimetrice de detaliu, este greu să se facă o apreciere exactă asupra volumului. Aceleaşi neconcordanţe şi în ceea ce priveşte bilanţul apelor Mării Negre, la diverşii autori, astfel că ne oprim la sinteza lui V. Trufaş, în următorul tabel:

	Surse de alimentare			
	Str. Bosfor	Precipitaţi i	Râuri	Total
Km^3/an	160	205	400	765
mm/an	390	500	975	1865
%	21	27	52	100
	Pierderi			
	Bosfor – curenţi superficiali –	Evaporaţie		Total
Km^3/an	416	349		765
mm/an	1015	850		1865
%	54	46		100

Nivelul apelor mării nu este constant, variind în funcţie de oscilaţiile precipitaţiilor şi ale debitului reunit al emisarilor săi, dintre care *Dunărea deţine aproximativ 50 % din total.* Uneori şi *vânturile* provoacă schimbări periodice. În general, amplitudinea variaţiilor multianuale ale nivelului se apreciază la *22,5 cm*, iar a celor sezoniere, între *17 şi 27,5 cm.*

Cu valori de 5 – 6 cm (Odessa 5,5 cm) maximum 10 – 13 cm (Poti 13 cm) fenomenul de flux poate fi neglijat. Pe litoralul românesc, aceste valori ating 8 – 12 cm.

Strâmtoarea Bosfor, debuşeul către Marmara-Mediterana măsoară *28,5 km lungime, 48 m adâncime medie (minimă 27,5 m, maximă 120 m)* iar *lăţimea* variază între *660* şi *3600 m*).

„Pragul" Bosforului şi al Dardanelelor împiedică substanţial schimbul de ape cu mediterana, justificând stratificaţia în funcţie de salinitate, cu repercursiuni directe în dezvoltarea vieţii din Marea Neagră.

Caracterul de mare continentală explică *influența pregnantă a climatului de pe uscat și nu fenomenul invers.* Media anuală a temperaturii aerului deasupra bazinului variază între *10^0* și *15^0 în S.E.*, cu ierni de *-3^0*, veri de *23-24^{0}C, 86 zile cu cețuri, în NV*, față de *12-15 în SE* și precipitații medii de *300-500 mm* în NV, față de *700-2500 mm* în sud și sud-est. Acest lucru se leagă strâns și de conformația reliefului periferic, cu o poartă largă, la vest de Crimeea, dând cale liberă continentalizării climatice, și bariere muntoase spre Mediterana, care opresc – relativ – influența acesteia. Adăpostul munților Iaila și Caucaz condiționează aspectul subtropical moderat din zonele respective.

Asupra genezei și evoluției în timp a Mării Negre, literatura existentă mai prezintă încă neconcordanțe, admițându-se fie permanența bazinului din *Cretacic*, cu o scufundare mai accentuată în Oligocen (M.V. Muratov, 1952) fie formarea sa în *Miocen* (N.I. Andrușov, 1926) sau foarte recent, în Antropogen, *prin prăbușirea „Pontidei"* (S.A. Kovalevski, 1960).

Există încă o serie de alte opinii, majoritatea optând pentru o vârstă relativ tânără (*miopliocenă*) sau foarte tânără (cuaternară).

La viteza medie de sedimentare marină, *de 10-13 cm / 1000 ani* (în Holocen), grosimea sedimentelor (cel puțin în zona centrală a Mării Negre) pledează pentru o continuare a *Mării Tethys prin Paratethys*, cu scufundări mai puternice în Oligocen și Miocen.

Evoluția cuaternară rămâne totuși cea mai importantă, marcând raporturile Mării Negre cu Mediterana și Caspica, strâns legate de oscilațiile climatice din Pleistocen și Holocen, precum și unele mișcări epirogenetice ale uscatului periferic.

Se remarcă faptul că Marea Neagră a funcționat, cu intermitențe, *fie ca bazin izolat (sfârșitul Pliocenului), fie în legătură cu Caspica (faza paleoeuxinică, Euxinul Mediu și Neoeuxin), fie cu Mediterana (Ciauda, Uzunlar, Karangat, Holocen)(fig. 64, 65).*

Transgresiunea flandriană (Holocen) stabilește legătura definitivă cu Mediterana și provoacă modificările cele mai substanțiale ale bazinului, evenimentele ulterioare (regresiunea Panagoriană – sec. VII-VI î.e.n., transgresiunea histriană – sec. I î.e.n. și oscilațiile mai recente fiind mai puțin semnificative, dar nu de neglijat (nivelarea țărmurilor, bararea golfurilor cu perisipuri, formarea Deltei Dunării, înecarea vechilor porturi grecești Callatis și Tomis etc).

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

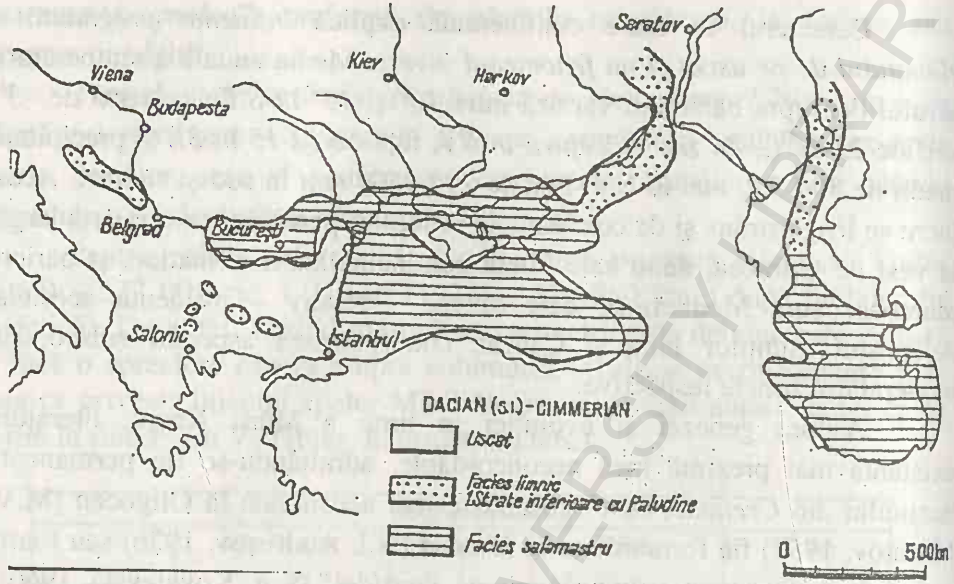


Fig. 64 Paleografia Mării Negre în dacian-chimerian (Emilia Saulea)

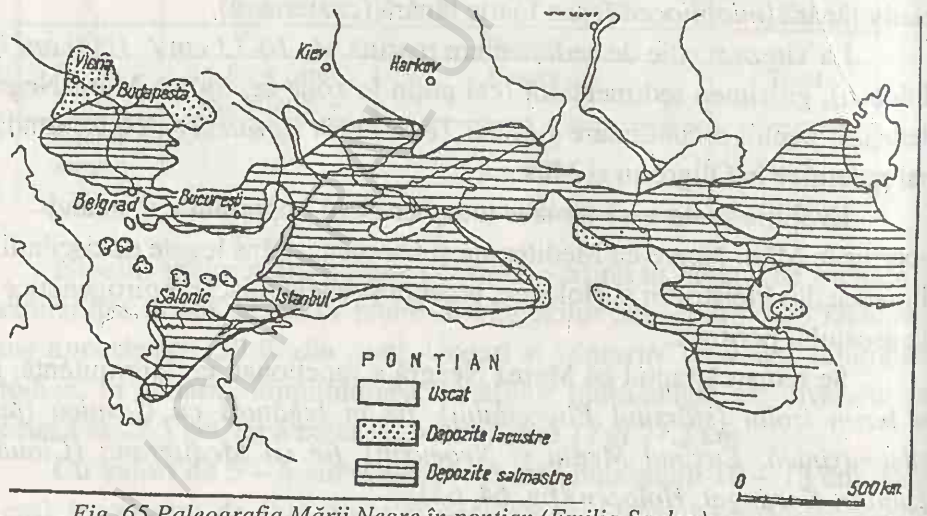


Fig. 65 Paleografia Mării Negre în ponțian (Emilia Saulea)

*Curenții (fig. 66)*din Marea Neagră au fost studiați mai atent în ultimele decenii, existând încă o serie de „necunoscute", pentru cei din adâncime.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

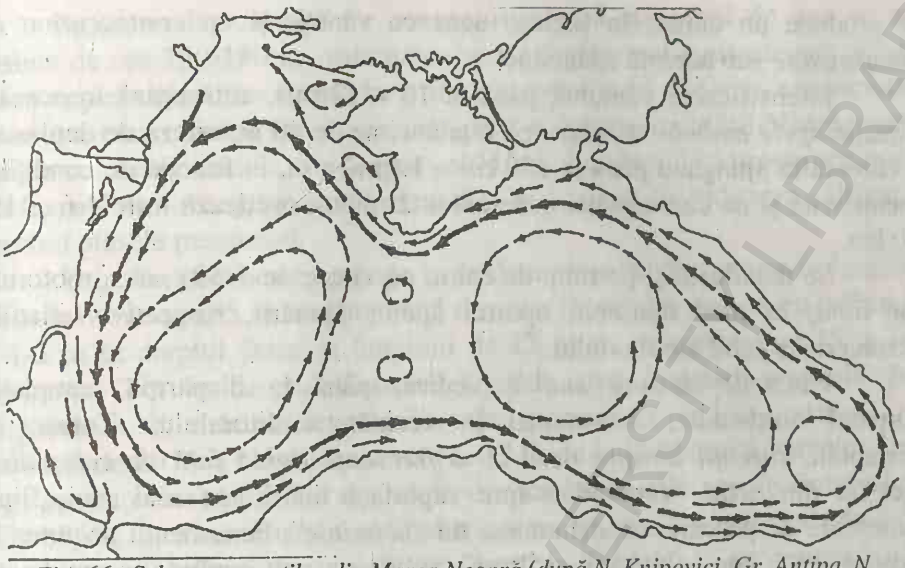


Fig. 66 Schema curenților din Marea Neagră (după N. Knipovici, Gr. Antipa, N. Ciocârdel, G. Neuman, A. Leonov)

Ca tipuri genetice se individualizează *curenți de derivă (impulsiune)* – provocați de vânturi, *curenți de convecție* – rezultați din diferența, pe verticală, a salinității, densității și temperaturii apei, *curenții de debit* – legați de vărsarea fluviilor în mare și *de compensație* – în funcție de deplasarea apei în cadrul celorlalte categorii.

Curenții de derivă (de impulsiune) sunt cei mai caracteristici și formează un dublu circuit: *circuit exterior* care însoțește litoralul marin pe toată lungimea sa, punctul de plecare fiind golful *Odessa*, iar forța de impulsiune *Crivățul*, căruia i se mai adaugă, la gurile Dunării, *aportul apelor fluviului;* un dublu circuit, inelar, în fiecare din cele două compartimente ale ciuvetei maritime determinat de forma acesteia (îngustarea mediterană dintre *Peninsula Crimeea și Capul Sinope*) și de frecvența dinspre sud și sud-est a vânturilor din jumătatea sudică a bazinului Mării Negre, față de nord și nord-est, în cea nordică. Golfurile locale (*Balcic, Burgas, Kalamit și Karkimit – Crimeea*) condiționează și formarea unor contra-curenți de țărm, cu direcție inversă față de circuitul exterior.

Studiile din ultimele decenii au confirmat o presupunere mai veche, respectiv existența unor circuite similare, de compensație, la profunzimea de peste 200 m, cu sens invers celor superficiale, participând la formarea lor și apele intrate prin Bosfor.

În dreptul litoralului românesc curentul de impulsiune (derivă) suferă variații de viteză și direcție, în funcție de intensitatea vântului. S-a stabilit astfel că, la un vânt de *4 – 6 m/s*, superficial, pe o grosime de *3-5 m*,

se produce un curent în acelaşti sens cu vântul, şi un *contracurent de compensaţie* sub această adâncime.

Intensificarea vântului, până la 10 – 12 m/s, antrenează în aceeaşi direcţie *apele ambelor straturi,* pe o adâncime de 40 m, viteza de deplasare a curentului ajungând până la *150 cm/s*. Lăţimea sa, în funcţie de condiţiile menţionate şi de conformaţia generală a ţărmului, oscilează între 4-6 şi 15-20 km.

Se manifestă şi pe timp de calm, cu viteze de *3-50 cm/s*, „motorul" lor fiind, în mod deosebit, aportul apelor Dunării, respectiv variaţiile sezoniere de debit ale fluviului.

Vânturile dinspre sud împiedică, până la dispariţia completă, curentul nord-sudic, dar numai în vecinătatea litoralului. Totuşi, în ansamblu, *curenţii dinspre nord au o frecvenţă dublă faţă de cei sudici.* Aceştia din urmă, vara aduc spre suprafaţa mării ape mai reci, fiind cunoscute de pescari sub denumirea de *„holodnic"*. Fenomenul ar putea fi explicat ca o consecinţă a legii lui Coriolis sau, mai curând, ca rezultantă între acţiunea dinamică a vântului şi cea statică a ţărmului (V. Trufaş, 1969).

Curenţii de debit (fig. 66) de la gurile Dunării se desfăşoară în evantai, până la *2 – 4 km în larg*, la marile viituri, reducându-se la numai câteva sute de metri, în timpul apelor scăzute. Sunt influenţaţi şi ei ca direcţie, *de sensul vânturilor*, fiind aproape anihilaţi de către cele estice, ceea ce favorizează depunerea aluviunilor fluviatile în suspensie, deci participarea directă la formarea deltei.

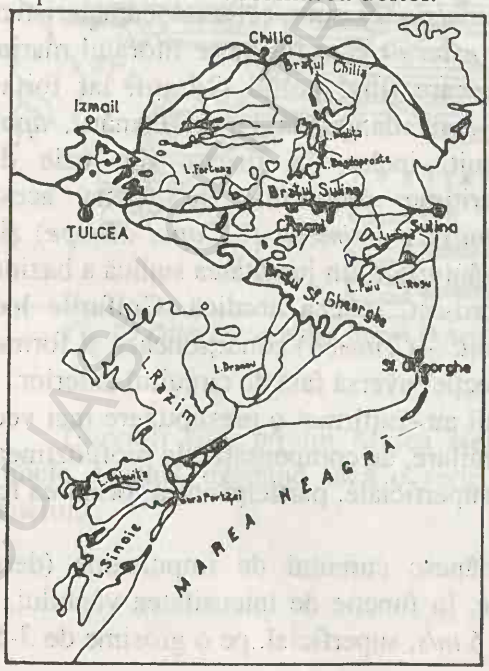


Fig. 66.1 Delta Dunării şi complexul lagunar Razim (după P. Gâştescu, 1998)

Pe verticală, *curenții de convecție* asigură schimbul de ape pe o grosime de cca 150-180 m., salinitatea și densitatea apelor situate sub acest plafon nepermițând fenomenul la profunzimi mai mari. De aici, consecința nedorită a neoxigenării celei mai mari părți a volumului Mării Negre, care rămâne un mediu abiotic. *Gr. Antipa – 1941* explică faptul că aceste ape mai reci („*spor*" în limbajul pescarilor) sunt și mai bogate în hidrogen sulfurat, afectând plasele pescărești.

Valurile, provocate aproape în exclusivitate de vânt, ating în larg, 8 – 9 m înălțime și 125 m lungime, față de zona litoralului nostru, cu înălțimi de 1-2 m în dreptul deltei și lungimii de 12-14 m, respectiv 3 și 15 m la Constanța. Tot în dreptul Constanței, unde sunt instalații speciale de înregistrarea și măsurarea valurilor (perspectometre) s-a constatat o frecvență de 80 % a valurilor de vânt și 17 % de hulă (datorită vântului din larg) pentru calm rămânând doar 3 % din totalul de zile anuale (intervalul 1959-1960). În mod obișnuit, calmul mării nu se menține mai mult de 4-5 zile consecutiv. Dacă în fața Deltei Dunării (Fig. 66.1) se remarcă un echilibru perfect între valurile dinspre nord-est, la Constanța, valurile dinspre est sunt dominante (40,6 %) comparativ cu cele din NE (26,5 %) și SE (19,3 %).

Inerția relativă a valurilor față de schimbările rapide ale direcției vânturilor, alături de prezența hulei, în zona de litoral și de orientarea țărmului, sunt considerate drept cauze între neconcordanța dintre valuri și vânt (ca direcție de propagare).

Temperatura apei reflectă includerea Mării Negre în zona temperată și caracterul ei de mare continentală, dar cu diferențieri de 3-4^{0}C așe valorilor medii, între nord-vest (tipic continental) și sud-est (subtropical)

Media multianuală a temperaturii apei, în fața litoralului nostru este de 12,7^0, cu aproximativ 1^0 peste cea a aerului. Luna „de vârf" este august (23,1^0 la Sulina, 22,4^0 la Constanța) iar la polul opus, februarie (1,9^0 la Sulina, 2,9^0 la constanța).

Se ajunge, însă, și la temperaturi foarte ridicate 28,9^0 C – 8 a VIII-a 1963, în fața gurilor Dunării; 28^{0}C la 3 a VIII-a 1960, în dreptul Constanței). Înghețul se produce între –0,8^0 și – 2^{0}C și este un fenomen obișnuit în timpul iernilor grele, cu precădere în nord-vest, unde continentalismul climatic e mai accentuat, iar salinitatea mai redusă dar, în mod excepțional, afectează arii mult mai extinse, cuprinzând chiar Bosforul și Marea Marmara cu Dardanelele (foarte rar).

Există surse vechi de informație asupra unor înghețuri puternice în anii 739, 762, 763, 1011, 1621, 1669, 1755, 1832, 1849, 1862 etc., din care rezultă și o oarecare periodicitate a fenomenului, condiționată de oscilațiile climatice la nivelul Terrei.

M. Semenescu – 1960 – remarcă, pentru litoralul românesc, câteva perioade de îngheț peste limitele normale, ca de exemplu: iarna 1928-1929 (foarte grea pentru estul Europei), cu îngheț de 60 de zile (1 ianuarie – 28 februarie) pe o grosime de 2 m a mării şi pe o fâşie ce depăşea Insula Şerpilor (situată la 45 km de țărm) la temperaturi minime ale aerului de – 25^0C; iarna 1941-1942, cu 45 zile (1 ianuarie – 15 februarie) pe o grosime de 80 cm şi o lărgime de cca 17 km, la $-24,7^0$C în aer; iarna 1953-1954, cu 48 zile de îngheț, pe o grosime de 2 m şi o lărgime de cca 28 km (pentru toate aceste cazuri, portul Constanța a fost blocat de ghețuri).

În general, însă, înghețurile litoralului nostru (fig...) se produc la temperaturi ale aerului inferioare lui – 10^0C, pe o grosime de 20-30 cm şi o lărgime de 1 000 m în fața Sulinei şi 100 m în dreptul Mangaliei, limite ce se depăşesc în urma transportului de sloiuri de către Crivăț (fig....). Crusta compactă de gheață se menține la nivelul câtorva kilometri, chiar în iernile aspre (excepțional mai mult), către larg dominând sloiuri în derivă, împinse de vânt spre sud.

Mai trebuie menționat fenomenul de stratificație termică a apelor Mării Negre, cu o pătură superficială, până la 40 m spre țărm şi 60 m în larg, în care valorile temperaturilor oscilează între 3^0C şi 30^0C, respectiv 7^0C – 24^0C; valori minime (5-7^0C) în pătura de 40 – 60 m la țărm şi 60-80 m în larg; limita oscilațiilor termice anuale la cca 150 m profunzime; o masă de apă, între 200 şi 2 500 m adâncime, cu o slabă stratificare inversă şi valori de 8-9^0C; zona de maximă adâncime unde se ajunge la valori relativ constante de $9,1^0$C, în funcție de treapta geometrică şi căldura emanată prin descompunerea materiilor organice.

Salinitatea

Geneza de natură tectonică a bazinului maritim, legătura cu Mediterana în condițiile unor strâmtori puțin adânci – în special Bosforul – condițiile climatice şi bilanțul apelor Mării Negre explică particularitățile salinității acestora.

Față de masa totală de apă, cu o salinitate medie de 22 ‰ (prezentă la cca 600 m profunzime) valorile cresc uşor spre fund, până la maximum 22,4 ‰ şi descresc mai pronunțat spre suprafață, unde se înregistrează 17-18^0‰.

Dacă sub 150-200 m, oscilațiile sezoniere ale salinității sunt aproape insesisabile, în pătura superficială acestea ajung până la 10-11‰.

Aportul apelor dulci ale Dunării condiționează valorile reduse din fața deltei (în genere 10 ‰, cu aceleaşi oscilații sezoniere).

În dreptul Constanței, față de valoarea medie de 16 ‰, se înregistrează însă uneori numai 7-9 ‰ (în lunile martie-mai, când Dunărea

are debite crescute şi apele sale sunt deplasate spre sud, de vânturi) şi peste 20 ‰, în intervalele iulie-septembrie şi decembrie-ianuarie, la ape scăzute pe Dunăre şi vânturi dinspre sud ori sud-est.

La „poarta" Bosforului, apele pătrunse din Mediterana au o salinitate de numai 22,5 ‰, deşi în Mediterana estică se ajunge la 38-39 ‰, iar în Marmare 38,5 ‰ – pentru zona de fund. Fenomenul se explică prin aceea că, datorită pragului înalt al Bosforului, în Marea Neagră pătrund numai ape din pătura superficială a Mării Marmare, cu 22-25 ‰.

Deşi raportul dintre apele intrate şi ieşite prin Bosfor este de cca 1:2, diferența de salinitate dintre cei doi curenți de compensație menține, în condițiile actuale ale climei, un echilibru, astfel că valoarea medie a sărurilor din Marea Neagră (cloruri, sulfați etc.) rămâne constantă.

Barajele din ultima vreme de pe Don, alături de industrializarea din lungul acestui fluviu (e vorba de poluarea apelor sale) au dus la ridicarea salinității Mării Azov, până la 13 ‰, ceea ce amenință echilibrul biologic, fenomen repercutat în producția de pește. În consecință, U.R.S.S. a proiectat un baraj în strâmtoarea Kerci, pentru reglementarea situației, coronamentul digului mijlocind şi legătura feroviară şi rutieră directă, dintre Crimeia şi Caucaz.

În raport direct cu salinitatea, se mențin şi valorile medii ale densității anuale: 5,5 în fața gurilor Dunării, 10-11 înspre Mangalia şi 13-14 la cca 2000 km de țărmul românesc, dar cu aceleaşi pronunțate oscilații sezoniere.

Transparența, condiționată şi de agitația apelor, oscilează între 30-40 cm la țărm şi 20-25 m mai către larg, iar *culoarea*, strâns legată de transparență, între brun şi brun-gălbui, către verde, albastru verzui şi, în sfârşit, albastru marin (spre larg, în dreptul Mangaliei).

Vara şi toamna se atinge transparența maximă, în condițiile aportului scăzut al apelor cu suspensii ale Dunării, pe când iarna, aceasta scade, datorită frecvenței frutunilor, deşi aluviunile sunt reduse.

Culoarea apei este influențată, periodic, şi de fenomenul „înfloririi" principalelor specii planctonice, cu variante între ruginiu-roşcat-brun, galben-roşcat, cenuşiu-roz, verzui etc.

Chimismul apelor reflectă consecințele evoluției paleogeografice a bazinului maritim, cu deosebire în Cuaternar şi, într-o măsură mai restrânsă, bilanțul hidrologic general.

În ansamblu, predomină anionii de Cl^- (cca 55 %) Br^-, SO_4^-, CO_3^- şi cationii Na^+, K^+, Ca^{++}, Mg^{++}. Se adaugă gaze şi elemente biogene care, datorită condițiilor speciale de schimb cu Mediterana, impun trăsături unice în proprietățile chimice ale Mării Negre.

Oxigenul este prezent numai până la 225 m adâncime în zona de țărm şi 125 m către larg, descrescând de la 7 mg/l în pătura superficială, la 0,5 mg/l, pentru adâncimea de 150 m. Iarna, când solubilitatea oxigenului este maximă (în condițiile apei reci), aceste cantități ajung la 10-12 mg/l, până la 50-80 m profunzime şi 2-4 mg/l, la 150 m. Oxigenarea este favorizată şi de gradul de agitație al apelor, precum şi de fotosinteză (ziua, apa este mai bogată în oxigen).

Hidrogenul sulfurat, provenit din descompunerea substanțelor organice, prin procese biochimice şi reducerea sulfaților din cadavrele diverselor animale, de către bacteriile de tipul Mycrospira şi Bacterium hidrosulphuricum ponticum, predomină în aproximativ 85-90 % masa de apă a Mării Negre, cu 7-11,5 mg/l în zona de fund şi 0,5 mg/l în preajma adâncimii de 150 m, pentru a lipsi în stratul oxigenat.

Alcalinitatea apei este pronunțată, fiind determinată de prezența, în cantități apreciabile, a azotaților, azotiților, fosfaților şi silicaților, în funcție de izolarea bazinului maritim şi de aportul apelor dulci fluviatile.

Particularitățile de stratificație, respectiv de oxigenare, fac posibilă viața numai până la 200 m, explicând sărăcia în viețuitoare a Mării Negre, față de oceanul planetar. Zona abiotică, sub 200-225 m este populară doar de sulfobacterii şi aceasta cuprinde 85-90 % din volumul total de apă.

Vegetația este reprezentată prin iarba de mare (*Zostera marina, Z. Nana)*preferând regiunile liniştite, cu adâncimi de 5-10 m (este utilizată în tapițerie) şi diverse specii de alge verzi, roşii, brune (*Ulva lactuca, Ceramium rubrum, Cystoseira barbata, Phyliophora rubens, P. Platiplylla* etc.) cu posibilități de valorificare încă nu îndeajuns exploatte (nutreț, extragerea agrar-agrarului ş.a.), Algele roşii din genul Phyllophora, acoperă cca 10 000 kmp, în NV.

Fauna, mult mai variată, constituie un amestec de specii *mediteraneene* (unele transformate în endemisme, altele care migrează numai periodic) *pontice* (cu caracter relict), *nord-atlantice* (mai rare) cărora li se alătură şi specii *fluviatile*, adaptate la mediul salmastru. Predomină, procentual, animalele mediteraneene, pătrunse după stabilirea legăturii prin Bosfor. Indiferent de proveniența lor (autohtoni sau alohtoni), reprezentanții faunei sunt specii eurihaline, cele stenohaline dispărând odată cu legătura definitivă între Mediterana şi Marea Neagră, prin prăbuşirea Egeeidei şi a Bosforului.

Se întâlnesc, deopotrivă, animale ale mediului bental (bineînțeles numai până la 200-225 m adâncime) şi ale mediului pelagic, cu viețuitoare mărunte de plancton (plutitoare) şi mai mari formând nectonul (înotătoarele).

Se remarcă, apoi, cu deosebire în mediul bentonic, asociații specifice de nisip, mâl, stâncării, reclamând și anumite adaptări (turtiri dorsoventrale, ca la calcan, cambulă, limbă de mare; homocromie variabilă – crabii de nisip, crevetele de nisip etc.; ochi bulbucați – la aceleași specii; posibilitatea de a-și construi „căsuțe" de protecție – polichetii și nemertienii; de a se fixa pe stânci în zonele bătute de valuri (midiile) sau pe cochiliile altor animale (răcușorul Balanus etc).

Locul principal, ca valoare economică, îl ocupă peștii cu cca 150 specii, dintre care 18 % sunt forme relicte – pontice – 60 % mediteraneene și 22 % de apă dulce, adaptate la mediul salmastru.

În larg, speciile cele mai reprezentative sunt: Pălămida (*Sarda sarda)* – printre peștii mari – scrumbia albastră (*Scomber scombrus*), heringul (*Alosa pontica, A. Maeotica*), stavridul (*Trachurus ponticus*), șprotul (*Sprattus sprattus phalericus*), aterina (*Atherina mochon caspica*), hamsia (*Engraulis encrasiocholus ponticus*) – ultimele de dimensiuni mici, dar compensând cantitativ – alături de pești mai rari pentru Marea Neagră: dulgherul (*Zeus faber*), păstrăvul de mare (*Salmo trutta labrax*), peștele spadă (*Xiphias gladius*), câinele de mare (*Squalus acanthias*) – dintre rechini etc.

Înspre litoral predomină câteva specii de interes economic: scrumbia de Dunăre (*Alosa pontica*), rezeafca (*Alosa caspia nordmanni*), gingirica (*Clupeonella cultriventris*), calcanul (*Scophthalmus maeoticus*), limba de mare (*Solea lascaris*), cambula (*Pleuronectes flessus luscus*) și cei mai importanți dintre peștii maritimi – sturionii, păstrați ca relicte pontice: morunul (*Huso huso*), atingând greutăți până la 600-800 kg, păstruga (*Acipenser stellatus*), nisetrul (*Acipenser güldenstaedti*), șip (*Acipenser sturio)* – ultimul din ce în ce mai rar și câteva specii de guvizi (*Gobius*).

La adâncimi mai mari se menționează zarganul (*Bellone bellone euxini)*, rândunica de mare (*Trigla lucerna*), dragonul (*Trachinus draco*) și alte specii de pești.

Între rechini, în afara lui Squalus acanthias, care reprezintă o specie mediteraneeană transformată prin adaptarea la mediul salmastru (de unde și dimensiunile sale, până la 1,47 m, față de cel din Atlantic, 0,80 cm) se mai întâlnesc vulpea de mare (*Raja clavata*), pisica de mare (*Dasyatis pastinaca*).

Ca specii fără importanță economică, reținatenția, prin modul lor de adaptare la viața de țărm, căluțul de mare (*Hippocampus hippocampus*), acul de mare (*Syngnathus tenuirostris)*, ața de mare (*Nerophis ophidion terres*).

Mamiferele sunt reprezentate prin delfini, pătrunși din Mediterana (*Phocaena phocaena relicta* – porcul de mare, *Delphinus delphis, Tursiops*

tursiops) şi în exemplare foarte puține, foca de Marea Neagră (*Monachus albiventer)* ce vine până în dreptul deltei, de pe litoralul bulgăresc.

Se apreciază existența a cca. 800 000 – 1 000 000 delfini, ceea ce ar permite vânarea anuală a 200 000 exemplare, fără pericolul exterminării.

Specile de lamelibranchiate (*Venus, Donax, Tapes, Angulus* etc.) nu prezintă însemnătate deosebită, exceptând pe *Cardium edule maeotica* – stridia şi pe *Mytilus galloprovincialis* – midia – acesta din urmă fiind amenințat, în ultima vreme, de melcul *Rapana bezoar* venit din Japonia, a cărui cochilie se comercializează, *Myarenaria*, lamelibranhiat comestibil, deşi pătruns relativ recent, din Atlanticul de Nord, se găseşte în cantități apreciabile, cu deosebire în zonele Constanța şi Mangalia, cu tendință de generalizare pe tot litoralul.

Crabul uriaş (*Eryphia spinifrons orientalis*) – ca formă de adaptare – alături de crabul de iarbă (*Carcinus mownas pontica*) şi de nisip (*Portunus holsatus*) populează fâşia de țărm, iar dinspre larg, odată cu apele mai reci, sunt aduse şi numeroase meduze (*Aurelia aurita, Pilema pulma* etc.).

Planctonul relativ bogat, este reprezentat prin cca 770 specii de fitoplancton, dominat de diatomee (peste 70 %) alături de care, zooplanctonul este mai sărac (*Chetognathae, Copepode, Protozoare, Rotiferi* etc.).

Iarna, la apele mai reci, se îmbogățesc deopotrivă şi fitoplanctonul şi zooplanctonul.

În prezent se adâncesc studiile referitoare la vegetația şi fauna Mării Negre, căutându-se noi modalități de valorificare economică; totodată se urmăresc curenții (mai ales cei de adâncime puțin cunoscuți) sensul evoluției actuale a țărmului, aluviunile etc., urmând să se exploreze chiar subsolul platformei continentale.

BCU IAŞI / CENTRALA UNIVERSITARĂ

CAPITOLUL VI

RESURSELE BIOPEDOGEOGRAFICE

6.1 Considerații generale

Învelişul biopedogeografic al României, care însumează vegetația, fauna şi solurile, în strânsa lor intercondiționare reciprocă, reflectă, prin trăsăturile sale generale, poziția României în plină climă temperată, zonalitatea latitudinală constituind legitatea de bază a alcătuirii şi repartiției spațiale.

Intervin însă cu o pondere deosebită, etajarea în trepte a reliefului (de la 0 la 2 500 m) ea determinându-se etajarea altitudinală, asociată celei latitudinale, precum şi amplasarea teritoriului țării la interferența celor trei mari provincii fizico-geografice europene (vestică – domeniu forestier al gorunetelor şi făgetelor, pe soluri predominant brun-roşcate, brune acide şi cu faună specifică pădurilor; central şi vest-europene; estică – domeniu de stepă şi silvostepă, pe cernoziomuri ori soluri brun-roşcate şi faună caracteristică, - sudică – mai exact sud-estică – asociațiile vegetale având ca fond quercinee balcanice, pe soluri brun-roşcate şi cu elemente termofile în faună). Fiecare dintre ele se definesc, în mare măsură, prin schimburile directe de mase de aer atmosferic dintre principalele sisteme barice care acționează deasupra Europei (anticiclonul Azorelor, minima Islandeză, anticiclonul Siberian, ciclonii est-mediteraneeni.).

Conform poziției României pe latitudine şi longitudine, firesc ar fi să domine stepa, silvostepa, stejăretele într-o zonalitate orizontală; componenta relief măreşte însă complexitatea învelişului biopedogeografic şi impune, ca dominantă, domeniul forestier, chiar dacă el a fost mult restrâns prin intervenția, organizată sau nu, a factorului uman(în special după 1990,n.a)şi cu zonalitate verticală.

Specificitatea biopedogeografică a spațiului carpato- danubiano – pontic este generată de o multitudine de factori: mozaicul litologic – cu precădere în spațiul montan; fragmentarea şi energia reliefului ,care la rândul lor au impus variații locale ale climatului (topoclimatul); evoluția paleogeografică, marcând modificări spectaculoase în cuaternar; distribuția rețelei hidrografice, care alături de gradul de umanizare a peisajului argumentează azonalitatea şi intrazonalitatea biopedogeografică etc.

.Modificarea antropică a învelişului vegetal a avut implicaţii majore atât asupra însuşirilor interne ale solurilor, cât şi asupra grosimii stratului de sol.Pe de altă parte, înlocuirea pădurii cu pajişti a atras după sine, în regiunile mai umede, o puternică intensificare a procesului bioacumulativ, dar şi modificarea regimului hidrotermic al solurilor, cu accentuarea proceselor de pseudogleizare.

Schimbările fundamentale realizate în pedogeografia românească la acest sfârşit de mileniu sunt reflectate în alinierea Sistemului Român de Clasificare a Solurilor (SRCS- 1980) la cel FAO/UNESCO (2000), respectiv SRTS-2000, aliniere, care a introdus noi tipuri de soluri, care să răspundă noilor exigenţe impuse de practicarea unei agriculturi moderne româneşti şi europene.

6.2. Vegetaţia

Vegetaţia constituie elementul cel mai reprezentativ în definirea peisajului românesc, fiind condiţionată nemijlocit de climă, apă şi sol.Ea. ilustrează foarte pregnant asocierea zonalităţii pe latitudine cu cea în altitudine, ca şi interferenţa sistemelor barice deasupra teritoriului ţării şi toate celelalte trăsături de detaliu ale litologiei ,reliefului şi climei.

Poate fi considerată ca o componentă de mare sensibilitate a peisajului geografic, reacţionând la cele mai neînsemnate variaţii ale factorilor de mediu ,şi în primul rând celor climatice.

Privită global, flora României însumează 3350 specii, 539 hibrizi şi 129 specii subspontane, făcând parte din 49 de clase taxonomice şi 152 familii(cf.Flora României, 1976).

Asociaţiile floristice din spaţiul românesc(Al.Beldie,1979) sunt înscrise în 9 grupe de elemente: *circumpolar şi alpin*(14%); *european* şi *eurasiatic* (29%) cu gorunul (*Quercus petraea*), fagul (*Fagus sylvatica*) şi bradul alb (*Abies alba*) ca specii forestiere reprezentative; *mediteranean* (6%); *sud si sud-est european* (18%); *continental şi pontic(21%); atlantic (3%); endemic 4%); adventiv (2%); cosmopolit (3%).*

Elementele arborescente *europene* cu largă reprezentativitate sunt stejarul pedunculat (*Quercus robur)*, molidul (*Picea abies)*,fagul(*Fagus sylvatica),* gorunul (*Quercus petraea*), bradul(*Abies alba),* carpenul (*Carpinus betulus)* şi alunul (*Corylus avellana).*Stejarul pedunculat formează cenoze vegetale zonale în părţile nord-estice şi centrale şi azonale în depresiuni Molidul domină principalele cenoze vegetale la altitudini mai mari,în timp ce fagul, gorunul, bradul, carpenul şi alunul domină cenozele vegetale din partea mijlocie a munţilor şi dealurilor înalte.

Elementule *eurasiatice* arborescente ca pinul silvestru (Pinus sylvestris), mesteacănul (Betula pendula) participă la formarea pădurilor din zona muntoasă[, iar aninul negru (Alnus glutinosa) formează păduri în luncile râurilor de câmpie.

Două dintre elementele europene şi eurasiatice îşi au limitele pe teritoriul României. *Abies alba* în Carpaţii Orientali şi *Fagus silvatica* în Podişul Moldovei (depăşeşte valea Prutului, insular, în regiunea „Codrilor" din Republica Moldova) îşi conturează limitele estice.

Remarcăm abundenţa speciilor din familia *Liliaceae* şi *Gramineae* atât în subetajele fagului, cât mai ales în cenozele vegetale ierboase ale pajiştilor cu caracter mezofil (*Lolium perene, Nardus stricta, Dactylis glomerata).*

Elementele *pontice* prezintă un număr redus de specii din familiile *Fabaceae, Compositae, Liliaceae, Gramineae.* Sunt de remarcat genurile Stipa, Iris, Asparagus, Allium, Centaurea, Artemisia, Achillea, Astragalus, Onobrychis, etc care au o largă răspândire în staţiunile din zonele de stepă şi silvostepă din câmpie, dar pătrunde şi în regiunile colinare ori chiar la munte în staţiunile uscate şi însorite.

Gramineele sunt bine reprezentate în ariile stepice şi silvostepice din Câmpia Bărăganului, Câmpia Jijiei, Câmpia Transilvaniei, Dealurile Fălciului, Depresiunea Elanului şi Piemontul Covurluiului, iar în spaţiul românesc îşi "marchează" limita vestică.

Elementele nordice, *boreal şi alpin,* localizate în aria munţilor înalţi şi mlaştinilor de turbă din Carpaţii Orientali (Borsec, Sâncrăieni, Coşna, Poiana Stampei, Valea Teşna, Tinovul Mohoş din Munţii Harghitei, aria molidişurilor din Maramureş).Dintre speciile bine reprezentate amintim :merişorul *(Vaccinium vitis-idaea*), din familia *Ericaceae. Dryopteris disjuncta, Carex limosa, Agrostis rupestris, Poa tremula, Festuca versicolor, F. violacea,F. picta*, acoperă aria pajiştilor alpine, iar familia *Juncaceae* prin specia *Juncus trifidus* participă la formarea unor cenoze în staţiuni extreme din punct de vedere climatic, bine reprezentate în întreg lanţul carpatic.

Elementele,*submediteranean şi mediteranean*, chiar dacă în prezent nu ocupă decât areale disjuncte pe teritoriul ţării,îşi fac simţită prezenţa prin numeroase elemente termofile, grupate chiar în asociaţii de această natură, sub formă de enclave (Banat, Oltenia de sud-vest, Dobrogea sudică).

Majoritatea speciilor sunt mezoxerofile şi xerofile :*Quercus cerris, Q. frainetto, Q. pubescens, Q. pedunculiflora, Castanea sativa*, (familia *Fagaceae*), *Jasminum fruticans* din familia *Oleaceae, Sorbus domestica* din familia *Rosaceae.* Mojdreanul (*Fraxinus ornus*), cărpiniţa (*Carpinus*

orientalis), cruşinul, (*Rhamnus tinctoria*), formează subarboretul acestor regiuni.

Unul din elementele submediteraneene şi mediteraneene caracteristice, vița de vie (*Vitis vinifera*), îşi are limita nordică în România(în interiorul izotermei medii anuale de 9 C, denumită şi "izoterma viticolă").

Ponderea grupărilor fitogeografice este inegală la nivelul diverselor regiuni ale țării, în funcție de trăsăturile generale şi particulare ale cadrului natural. În vest, mai ales pe dealuri şi la periferiile montane, predomină elemente europene şi eurasiatice; cele nordice stăpânesc, cu precădere, munții înalți şi mlaştinile oligotrofe. Câmpiile şi dealurile joase din vestul şi sud-vestul țării, cărora li se ataşează şi culoarul Mureşului, aparțin elementelor atlantice, iar cele sudice, mediteraneene şi submediteraneene apar în Banat, Oltenia, Dobrogea. În zonele intens cultivate se înregistrează o largă răspândire a elementelor cosmopolite şi adventive ,iar rama muntoasă vestică, bogată în precipitații, adăposteşte de asemenea elemente atlantice.

Endemismele, al căror procentaj substanțial reflectă tocmai diversificarea condițiilor naturale ale României şi funcția sa de „răspântie" fizico-geografică. Ele se grupează mai cu seamă în Carpați. Câteva masive relativ izolate cu litologie şi morfologie specifice (Rodna, Ceahlău, Cozia, Retezat, Țarcu etc.) alături de majoritatea cheilor şi defileelor (Cheile Bicazului, turzii, Nerei, defileul Dunării, valea Cernei etc.) şi de uscatul peninsular al Dobrogei sunt adevărate generatoare ale unor asemenea specii.

Mai caracteristice şi mai bine cunoscute dintre endemisme sunt: *Sausurea porcii*, în Rodna; *Aconitum romanicum, Potentilla gusuleacii, Hieracium pojoritense*, în Ceahlău şi Rarău; *Astragalus-pseudopurpureus* Cheile Bicazului; *Saxifraga demissa, Geranium coerulatum* Bucegi; *Dianthus calizonus* endemism exclusiv al Pietrei Craiului; *Achillea coziana, Centaurea coziensis, Rosa coziae, Rosa argeşana*, în Cozia; specii şi subspecii ale genului *Hieracium*, alături de *Barbarea lepuznica, Centaurea retezatensis, Trifolium retezaticum* Retezat; *Rubus banaticul. R. Severinensis, Dianthus kladovanus, Tulipa orientalis var. hungarica*, în Cazane; *Sorbus dacica, Syringa josikaea* liliacul românesc, în Munții Apuseni; *Alyssum borzeanum, Linum borzeanum, Potentilla tauriciformis, Silene pontica, Euphorbia dobrogensis* – Dobrogea etc.

Genurile *Hieracium, Dianthus, Centaurea, Doaba* ş.a. au dat cele mai multe dintre endemismele româneşti. În ceea ce privesc plantele relicte, acestea s-au păstrat în condiții cu totul speciale, puține din Terțiar şi mult mai numeroase, din Cuaternar.

Au supraviețuit astfel din Terțiar, *Nimphaea lotus var thermalis* – rețele, în lacul şi râul cu apă caldă Peța Băile 1 Mai, *Elatine ambigua* din vecinătatea Braşovului, *Evonymus nana* – venicerul pitic, în Carpații

Orientali şi Podişul Moldovei, *Ephedra distchya* – cârcelul în cheile Turzii şi „fânaţele" de la Suat Cluj etc.

Adaptându-se la condiţiile din „refugiile" carpatice şi în special din lanţul Orientalilor, cu depresiuni în care inversiunile termice constituie un fenomen permanent şi de intensitate relictele cuaternare, glaciare, majoritatea cantonate în turbăriile eutrofe şi oligotrofe, dar şi în afara acestora, sunt mai numeroase.

E. Pop (1960) citează 22 relicte glaciare pentru turbăriile eutrofe (7 specii de Carex, alături de *Drosera anglica* roua cerului, *Spiraea salicifolia* cununiţa, *Angelica palustris* etc, 20 în cele oligotrofe (mai reprezentative fiind *Sphagnum wulfianum, Betula nana* mesteacănul pitic, *Empetrum nigrum, Drosera ovata, Vaccinium oxycoccos, Salix bicolor* etc.), 14 specii în ambele categorii de mlaştini (*Eriophorum gracile* bumbăcăriţa, *Betula humilis* mesteacănul pitic, *Dryopteris cristata* (o specie de ferigă).

În etajul alpin s-au mai păstrat şi alte relicte glaciare: *Dryas octopetala* arginţica, *Salix reticulata, Salix herbacea* sălcii pitice, *Pinus cembra* zâmbrul, *Anemone narcissiflora* ş.a.

Modificările climatului din postglaciar au prilejuit tot atâtea schimbări şi în lumea vegetală, ai căror reprezentanţi relicţi sunt diferenţiaţi după existenţele faţă de climă: specii *atlantice* de climat mai dulce sau mai umed *(Taxus baccata-tisa, Calluna vulgaris* iarba neagră); *subboreale*, de climat relativ cald şi uscat (*Quercus pubescens* – stejarul pufos, *Carpinus orientalis* cărpiniţa, *Fraxinus ornus* mojdreanul, *cotinus coggygria* – scumpia, *Padus mahaleb* vişinul turcesc, *Syringa vulgaris* liliacul etc. în genere elemente mediteraneene actuale).

Dacă relictele sunt puţine, totuşi semnificative, formele fosile şi în mod deosebit polenul fosil au prilejuit reconstituirea florei şi vegetaţiei din ţara noastră, cu destulă precizie pentru neogen şi cuaternar, când s-a trecut treptat de la pădurile de tip tropical la cele subtropicale şi apoi temperate, cu modificări radicale în glaciar şi îndulcirea atenuată a climatului în postglaciar.

Privită în timp geologic, vegetaţia de pe actualul teritoriu al patriei trece de la tipul tropical (Eocen, Oligocen), cu păduri de *Cinnamonum* (arborele de scorţişoară), *Persea, Diospyros,* la cel subtropical (miocen) cu palmieri *(Sabal)* – ca relicte tropicale şi *Glyptostrobus, Taxodium, Juglans acuminata, Fagus horrida, Betula dryandum, Castanea, Querqus, Platanus, Magnolia, Tilia* etc., deci cu predominarea vegetaţiei forestiere, dar şi cu plante higrofile; *Phragmites, Salvinia* etc. (*R. Călinescu* , 1969).

Pliocenul, cu un climat cald, dar din ce în ce mai arid, marchează tendinţa treptată de stepizare; păstrează totuşi destul de mult reprezentanţi ai vegetaţiei mediteraneene, dispărând însă cei ai zonelor tropicale (palmierii).

Pădurile devin mult mai variate, având genuri şi specii înrudite cu acelea din actualele zone mediteraneană şi temperată ale emisferei nordice. Predominarea aproape generalizată a arborilor cu frunze căzătoare trădează variaţiile climatice sezoniere. Analizele de polen în duc pe *E. Pop* , (1936), la concluzia că tot în Pliocen s-a diferenţiat şi o zonalitate verticală a vegetaţiei, cu patru etaje distincte: unul inferior, la nivelul câmpiilor înalte, cu păduri de tip musonic; un al doilea corespunzător dealurilor, cu păduri xerofile de tipul celor mediteraneene de astăzi; al treilea etaj cu păduri de amestec cu frunze căzătoare (specii de fag, carpen, arţar, arin, ulm, tei, sălcii etc.) în munţii mijlocii şi un al patrulea, de răşinoase, corespunzător munţilor mai înalţi.

Câmpiile joase erau acoperite în Meoţian cu ierburi de tip savane, pentru ca în Levantin (Romanian) savanele să fie înlocuite cu stepe uscate, de tip central-asiatic.

Cuaternarul, cu spectaculoasele sale schimbări climatice din Pleistocen, a impus transformări foarte mari ale florei şi vegetaţiei, supuse la migraţii, adaptări faţă de noile condiţii, dispariţia unor genuri şi specii, conservarea câtorva elemente relicte etc.

Alternanţele climatice ale fazelor glaciare şi interglaciare ori stadiale şi interstadiale au produs schimbări pronunţate nu numai în floră, ci şi în vegetaţie. Remarcăm o particularitate legată de conformaţia generală a reliefului, respectiv, coborârile şi urcările repetate ale diverselor asociaţii, ceea ce a condiţionat, în final, zonalitatea verticală a vegetaţiei, păstrată şi în prezent.

Pe de altă parte, fazele glaciare au împins de.la latitudini mici spre latitudini temperate elementele din zona rece (arctice, siberiene), iar la altitudini mici, pe cea din Alpi, Altai, Caucaz etc., ajungându-se la un amestec de genuri şi specii. Aşa se explică de ce, etajele şi subetajele vegetale din Carpaţi nu corespund integral zonalităţii circumpolare (tundra, taigaua) şi nici celor din Alpi, deşi Carpaţii adăpostesc 220 din totalul de 420 specii ale Alpilor sau din Altai, Caucaz etc., de unde există reprezentanţi mult mai puţini.

În fazele interglaciare au revenit pădurile de tip pliocenic, cu treceri de la molidişuri cu brad, la făgete şi apoi stejărete, iar către sfârşitul acestora, s-a ajuns la înlocuirea bradului din molidişuri cu pinul.

Ultima glaciaţiune, würmiană, a adus cu sine schimbări esenţiale în vegetaţie. Ariile de reprezentativitate ale fagului şi molidului s-au restrâns, păstrându-se doar în refugii, predominând, în schimb, speciile de pin şi larice.

În sfârşit, modificările vegetaţiei din Holocen au „răspuns" principalelor condiţii ale celor trei epoci caracteristice, care formează

împreună aşa numitul „optim climatic postglaciar": *boreal* (climatic cald şi uscat), *atlantic* (cald şi umed), *subboreal* (cald şi uscat).

Deşi de scurtă durată, comparativ cu Pleistocenul, prin oscilaţiile climatice succesive, a avut drept consecinţe zonalitatea verticală a vegetaţiei, aşa cum se prezintă actual, pătrunderile de elemente termofile (multe revenite la noi) şi conservarea a numeroase genuri şi specii relicte, mai cu seamă din pleistocen.

Odată cu depăşirea etapei de maximă încălzire a interglaciarului pe care se pare că-l traversăm, ariile forestiere îşi vor recupera grandoarea de altădată,cu condiţia ca omul prin activităţile sale să nu producă perturbaţii serioase, exploatările forestiere asigurând regresul pădurii.

6.3. Fauna

Deşi, ca repartiţie geografică,se supune aceleiaşi zonalităţi ca vegetaţia, datorită marii sale mobilităţi şi a posibilităţilor sporite de adaptabilitate, nu mai respectă în aceeaşi măsură limitele diferitelor zone, şi etaje, decât în cazurile în care specia nu tolerează condiţiile de mediu.

Ca şi în cazul vegetaţiei, zonalitatea fizico-geografică explică prezenţa, pe teritoriul României a faunei europene, central-europene, pontică, mediteraneană, balcanică, eurosiberiană, palearctică, ponto-mediteraneană, caucazo-balcanică, ponto-balcanică, turano-pontică, alpino-carpato-himalaiană, boreo-alpină,etc.

Fauna terestră reflectă mai pregnant zonalitatea verticală, principalele etaje grupând asociaţii mai mult sau mai puţin distincte, cărora se adaugă elemente de alte provenienţe, fie adaptate integral condiţiilor locale, fie populând numai sezonier diferitele zone. Fauna terestră alpină, de exemplu, cu elemente central europeane, include şi specii nordice, reprezentate parţial prin relicte din perioadele glaciare.

Etajele forestiere montane adăpostesc elemente euro-siberiene (răşinoase) şi central - europene (făgetele şi gorunetele). Pădurile din câmpie mezotermofile şi silvostepele sunt populate de specii sudice (mediteraneene, pontice, ,ponto-balcanice). În silvostepa Câmpiei Vestice sunt prezente elementele central-europene, iar stepele, în general, se caracterizează prin specii pontice, dar şi prin reprezentanţi ai Asiei Centrale.

Fauna de apă dulce din râurile şi lacurile României (fauna primară, dulcicolă) comparativ cu cea terestră, este mult mai unitară ca proveniență. Global, face parte din regiunea holarctică, provincia ponto caspică. şi aparţine Bazinului Dunării, astfel că alcătuieşte o individualitate aparte, dat fiind faptul că acest important fluviu central european, relativ apropiat de Siberia (patria faunei acvatice europene aproape în exclusivitate) n-a fost

afectat prea mult de oscilațiile climatice din Cuaternar. Doar prezența lanțului carpatic a prilejuit apariția unor endemisme montane între pești (exemplul cel mai clasic: aspretele – *Romanichthys valsanicola*, limitat în bazinul superior al Argeșului, cu Vâlsan și Râul Doamnei) crustacei și insecte acvatice.

Foarte multe specii inițial salmastre, ponto-caspice, s-au adaptat integral la noile condiții devenind dulcicole (ex. *Cega-Acipenser ruthenus, Viza-Acipenser nudiventris).*

În sfârșit, elementele cavernicole sunt extrem de vechi, multe dintre ele reprezentând tot specii endemice sau fiind prezente doar în Carpați și Balcani, cu câteva areale foarte restrânse chiar pe teritoriul patriei noastre: Munții Apuseni, Munții Banatului, Carpații Meridionali; este întâlnită cu foarte puține specii în carstul dobrogean și lipsește integral în acela al Carpaților Orientali (*R. Călinescu*, 1969).

Ca și în lumea plantelor, prefacerile climatice fundamentale din decursul Neogenului și mai ales al Cuaternarului, au afectat direct și fauna de pe teritoriul patriei, ducând la totala dispariție a unor asociații (cu deosebire dintre mamifere și păsări) la conservarea de specii relicte, precum și la zonarea actuală, legată nemijlocit dar nu dependentă în exclusivitate, de zonele de vegetație.

Numeroase puncte fosilifere (câteva foarte bogate în specii și indivizi) alături de descoperirile mai mult sau mai puțin izolate, permit o reconstituire destul de fidelă a animalelor de pe actualul teritoriu al României, mai cu seamă pentru Neogen și Cuaternar.

Miocenul, dominat de o climă tropicală, ilustrează acest lucru prin abundența recifelor coraligeni, dintre mamiferele caracteristice, s-a semnalat prezența rinocerilor (*Aceratherium*) a strămoșilor calului (*Hipparion*) etc.

Pliocenul marchează schimbări mai pregnante, în funcție de exondarea aproape în totalitate, a arcului carpatic și a multora dintre zonele deluroase de astăzi, astfel că uscatul domină față de bazinele marine, însumând o dezvoltare deosebită a faunei terestre.

Răcirea treptată a climatului, de-a lungul Pliocenului, duce la stepizarea zonelor joase și la apariția faunei caracteristice stepelor. Totodată s-au păstrat și unele relicte ale faunei tropicale din Miocen. Se remarcă mai întâi o răspândire deosebită a animalelor de savană (*Hipparion gracile, Gazella deperdita, Palaeoryx athanasiui* – strămoși ai calului, gazelelor și antilopelor; *Aceratherium incisivum, Rhinoceros leptorhinus* – rinoceri fără și respectiv cu coarne; *Dinotherium gigantissium* – elefantul; strămoși ai girafelor), care populau Colinele Tutovei, Câmpia Covurlui, Câmpia Română etc. (puncte fosilifere, foarte bogate la Mânzați, Măluțeni, Murgeni etc.). În Romanian se înregistrează transformarea savanelor

subecuatoriale în stepe uscate, odată cu continentalizarea climatului, astfel că apar noi ierbivore: mastodonți *(Anancus)*, cămile (*Camelus bessarabiensis, Camelus alutensis*), cai sălbatici (*Equus robustus*), tapiri (*Tapirus*), maimuțe, cervidee etc.: se adaptează noilor condiții și unele elemente termofile, ca relicte: *Elephas planifrons, Castor fiber, Bos sp* (care vor supraviețui și în Cuaternar, până în timpurile istorice).

Era bine reprezentată și fauna de rozătoare (iepuri, hârciogi etc.) însoțită de carnivorele cărora le furnizau hrana preferată: hiene, vulpi, râși, dihori etc.; bogată lume a păsărilor, majoritatea de apă și bineînțeles, cea a viețuitoarelor mărunte ca specii deosebite de cele actuale sau foarte puțin evoluate, dar și cu unele dispărute.

Climatul perioadelor glaciare, cu alternanțele interglaciare, impun cele mai spectaculoase transformări și, treptat alcătuirea generală a faunei actuale.

Mai întâi au dispărut aproape integral, toate elementele tropicale și, în continuarea lor, animalele specifice stepelor central-asiatice.

Câteva „oaze" terțiare (lacul și pârâul Pețea-Oradea, valea Cernei-Băile Herculane etc.) au constituit zone de refugiu temporar și chiar de supraviețuire a unor animale mărunte (gasteropodul *Melanopsis parreysi* de la Băile 1 Mai – Oradea, probabil scorpionul ș.a.).

Peștii apelor dulci alcătuiau la sfârșitul Pliocenului o faună relativ unitară, formată în zona siberiană, dar extinsă până către vestul Europei, corespunzând, în linii mari, celei actuale, totuși mai bogată. S-a înregistrat doar pătrunderea câtorva specii glaciare, de apă rece; în schimb, afluenții balcano-dinarici ai Dunării localizați în sud-estul continentului, au permis supraviețuirea faunei ihtiologice pliocene, care a repopulat apoi întregul bazin fluvial sau, prin câteva specii, numai anumiți afluenți. Aceste condiții au prilejuit chiar menținerea unor relicte terțiare, dintre care menționăm pe: *Cobitis elongata, Umbra krameri, Cyprinus carpio, Misgurnus fossilis, Silurus glanis* etc.

Modificările cuaternare ale faunei s-au produs treptat. În pliestocenul inferior și mediu și chiar în villafranchianul superior mai trăiau încă destul de multe mamifere mari, de climă relativ caldă (mastodonți, cămile, cai sălbatici, maimuțe, castori, etc., precum și numeroși amfibieni. În schimb, climatul foarte aspru din timpul glaciațiunilor Riss și mai cu seamă Würm, a distrus mamiferele termofile, făcând loc unor elemente de tundră (*Rangifer tarandus* – renul, *Alopex lagopus* – vulpea polară, *Microtus arvalis* – o specie de șoarece) sau din areale ecologice mai cuprinzătoare (*Ursus spelaeus* – ursul de peșteră, *Panthera spelaea* – leul de peșteră, *Saiga tatarica* – antilopa saiga, *Alces alces* – elanul, *Megaceros giganteus* – cerbul uriaș, *Bison priscus* – zimbrul; *Rupicapra rupicapra* – capra neagră, *Capra*

ibex – capra alpină şi altele). Mult mai variată a fost fauna măruntă de climă rece – îndeosebi nevertebrate.

În Postglaciar, odată cu încălzirea climatică, speciile de climă rece s-au retras spre nord ori spre est, unele dintre ele refugiindu-se în mediile prielnice din ţara noastră (zona alpină mai ales) unde s-au menţinut ca relicte glaciare: *Rupicapra rupicapra* – Capra neagră, *Capra ibex* – capra alpină (distrusă prin vânat irațional). *Marmota marmota* – marmota alpină (cu aceeaşi soartă, dar recolonizată recent în Retezat), *Picoides tridactylus* – ciocănitoarea cu trei degete, *Lacerta vivipara* – şopârla alpină, *Vipera berus* şi foarte multe *lepidoptere,* unele gasteropode etc.

În Holocen se conturează şi mai precis aspectul actual al faunei, respectiv zonalitatea sa verticală şi pătrunderea unor elemente mediteraneene pe văile adăpostite din zona Porțile de Fier – Cazane, în lungul Dunării, (sectorul Ostrov – Măcin) sau pe fâşia mai puțin continentalizată a litoralului maritim. (*R. Călinescu – 1969*). Aşa se explică preponderența acestor elemente, în zona banato-olteană şi în Dobrogea, cele mai cunoscute dintre ele fiind: *Vipera ammodytes* – vipera cu corn, *Mantis religiosa* – călugărița, *Reticulitermes lucifugus* – o specie de termite, *Scolopendra cingulata* – cârcâiacul şi altele, poate chiar *Euscorpius carpathicus* – scorpionul, insularitatea arealului său – Valea Cernei, valea Oltului în zona Călimăneşti – Căciulata – Păuşa, Bazinul Buzău – Bâsca, în sectorul Siriu – ar putea presupune o lărgire a acestor arii, în jurul unor „oaze" terțiare în care scorpionul a putut supraviețui, mai ales că în toate cele trei cazuri se semnalează şi prezența unor surse de ape termale, ca exurgențe naturale.

Pe de altă parte, îndulcirea climatului, în Holocen, a dus la o oarecare regrupare a faunei ihtiologice dulcicole, prin retrageri spre munți ale speciilor de apă rece, izolarea unora dintre ele pe arii locale, (*Hucho hucho* – lostrița), restrângerea unor areale (*Romanichtys valsanicola* – aspretele) pătrunderea, dinspre bazinul superior spre cel inferior al Dunării, a morunaşului (*Vimba elongata*) etc.

În prezent studiile de detaliu asupra faunei sunt încă;în derulare, se remarcă însă o acțiune organizată de cunoaştere integrală a acesteia, situație similară de altfel, pentru multe din zonele Europei şi mapamondului.

Amfibienii, reptilele şi păsările, cărora li se adaugă peştii, sunt mai bine cunoscute între vertebrate; miriapodele, lepidopterele, coleopterele etc. dintre nevertebrate.

Din cele 17 specii de amfibieni şi 23 de reptile terestre, 17 sunt europene, ponto-mediteraneene, ponto-balcanice; 10 sunt mediteraneene, euro-central-asiatice, şi caucazo - balcanice (ex. *Testudo graeca ibera, Vipera ammodytes, Pelobates syriacus, Natrix tessellata, Lacerta trilineata*

etc. – majoritatea elemente de silvostepă); 4 palearctice (*Bufo bufo, Lacerta vivipara, Vipera berus, Rana temporaria*) 2 din stepele ponto-central.asiatice (*Eremias arguta* – o şopârlă de deşert – prezentă în Dobrogea şi *Vipera ursinii*), iar restul din zone foarte diferite, dar cu câte o singură specie nord-europeană – *Rana arvalis;* vest şi sud europeană – *Bombina variegata;* sud-est europeană – *Lacerta taurica;* sud europeană – *Testudo hermanni;* carpatică -*Triturus montandoni*, şi în sfârşit, o specie comună pentru majoritatea munţilor europeni – *Triturus alpestris.*

În ceea ce privesc păsările – inclusiv cele migratoare – totalizează 326 de specii, aparţinând la 7 tipuri faunistice (D. Radu, 1962).

Dominan'a îl constituie *elementele europene*, proprii etajului forestier al făgetelor şi gorunetelor, reprezentat prin 114 specii (cca 35 %) insectivore şi granivore, cu câteva din speciile celei mai comune din pădurile noastre (gaiţa – *Garrulus glandarius,* mierla – *Turdus merula,* - sturzii – *Turdus viscivorus, turdus philomelos,* brumăriţa de pădure – *Prunella modularis,* dumbrăveanca – *Coracias garrulus,* ciocănitoarea verde – *Picus viridis,* porumbeii sălbatici – *Columba palumbus, C. Oenas,* corcodeii – *Podiceps* (cu 3 forme), cocorul – *Grus grus*, sitarul – *Scolopax rusticola* etc.

Elemente arctice, specifice tundrei în număr de 35, sunt aproape în exclusivitate specii de pasaj sau venite pentru iernat, puţinele terestre (presura de iarnă – *Plectrophenax nivalis,* ciocârlia urecheată – *Eremophila alpestris flava,* şorecarul încălţat – *Buteo lagopus,* fâsa cu gât roşu – *Anthus cervinus)* celelalte fiind în general găşte – genul Branta, rata de gheaţă – *Clangula hyemalis,* fundaci – *Gavia,* prundaşi – *Calidris,* ploieri – *Charadruis.*

Sunt apoi destul de numeroase – 44 – *elementele* siberiene, provenite din taiga, tot ca oaspeţi de iarnă sau în pasaj predominând însă speciile terestre, la nivelul etajului de răşinoase ca de exemplu: alunarul – *Nucifraga caryocatactes,* căldăraşul – *Pyrrhula pyrrhula*, trei specii de forfecuţe – *Loxia*, mătăsarul – *Bombycilla garrulus,* ciocănitoarea cu trei degete – *Picoides trydactylus,* huhurezul de Ural – *Strix uralensis,* cocoşul de mesteacăn – *Lyrurus tetrix,* Cocoşul de munte – *Tetrao urogallus,* ierunca – *Tetrastes bonasia* etc. Mult mai puţine sunt speciile de apă: lebăda de iarnă – *Cygnus cygnus*, fundacul polar – *Gavia arctica* ş.a.

Elementele sudice, în număr de 39 populează stepele şi silvostepele cu tufişuri, cele mai multe fiind migratoare şi provenind din jurul bazinului mediteraneean. Câteva şi cuibăresc la noi, interesantă fiind răspândirea, cu deosebire în mediul urban, a guguştiucului – *Streptopelia decaocto* – aproape la nivelul întregii ţări, deşi a pătruns abia în a doua jumătate a secolului al XIX-lea. Până la deşţelenirea masivă a stepelor, cuibărea

spârcaciul (dropia mică) – *Otis tetrax,* care în prezent a devenit specie de pasaj pentru România.

Dintre speciile mediteraneene terestre sunt mai frecvent întâlnite: prigoria – *Merops apiaster* (dușman al albinelor), lăcustarul – *Sturnus roseus,* vulturul pleșuv – *Fyps fulvus,* lăstunul alpin – *Apus melba*, iar acvatice: cormoranul pitic – *Phalacrocorax pygmaeus*, precum și câteva specii de stârc: *Ardea purpurea, Agretta garzetta, Ardeola ralloides* etc.

În număr destul de mare – 42 – majoritatea de stepă, sunt *elemente mongolice*, ciocârlia neagră și ciocârlia cu aripi albe – genul *Melanocorypha*, acvila de stepă – *Aquila rapax*, șorecarul mare – *Buteo rufinus,* călifarul roșu – *Tadorna ferruginea* (specie de apă) sau mongolo-mediteraneene (inițial mongolice, dar pătrunse în jurul Mediteranei): șoimul dunărean – *Falco cherrug,* vulturul pleșuv brun – *Aegyoius monachus*, potârnichea de stâncă – *Alectoris graeaca* (recolonizată recent în Munții Apuseni), dropia *Otis tarda,* călifarul alb – *Tadorna tadorna* (specie acvatică).

Elementele tibetane – numai 5 la număr – trăiesc exclusiv în mediul alpin, unde găsesc condiții adecvate: cinteza alpină – *Montfringilla nivalis*, fâsa alpină – *Anthus spinoletta,* (fluturașul de stâncă sau cojoaica de munte) – *Tichodroma muraria,* brumărița alpină – *Prunella collaris,* zăganul – *Gypaetus barbatus aureus* dispărut din ultimele sale refugii ale Carpaților Meridionali, în primele decenii ale secolului nostru și restrâns cu areal chiar în Europa, Asia și Africa.

Mai trebuie semnalată prezența a două *elemente chineze*: egreta mare – *Egretta alba* și fazanul – *Phasianus colchicus* (colonizat în zonele de steăi și solvostepă, dar pătruns și în cea forestieră).

În sfârșit *elementele transpalearctice,* cu o arie de răspândire foarte extinsă și bine reprezentate numeric (cca. 45) populează, în general, pădurile de foioase, delta și bălțile ori sunt ubiquiste, preferând vecinătatea sau chiar așezările omenești. Cele mai comune dintre ele sunt: corbul – *Corvus corax*, vrabia – *Passer domestica,* codobatura galbenă – *Motacilla flava*, sfârciocul – *Lanius,* rândunica – *Hirundo rustica,* cucul – *Cuculus canorus,* bufnița mare – *Bubo maximus,* huhurezul mare – *Strix uralensis,* vulturul codalb – *Haliaëtus albicilla,* vulturul pescar – *Pandion haliaëtus,* lișița – *Fulica atra* și altele.

Din seria mamiferelor, cele mai bine studiate, după aria de proveniență, sunt rozătoarele (*M. Hamar,* 1960) mai numeroase fiind *elementele europene,* cărora li se alătură cele *euro-siberiene* (ex. hârciogul – *Cricetus cricetus*, veverița – *Sciurus vulgaris*, unii dintre șoareci – *Microtus arvalis, M. Agrestis* etc.), *pontice* (șoarecele *Mus musculum spicilegus*), *est*

mediteraneene (ex. cățelul pământului – *Spalax leucodon), vest-mediteraneene* (ex. şoarecele *Microtus nivalis*, iepurele – *Lepus europaeus).*

De remarcat introducerea, prin colonizări, a unor mamifere dispărute în timpuri istorice din fauna țării sau de interes cinegetic: zimbrul – *Bison europaeus,* marmota alpină – *Marmota marmota,* Cerbul lopătar – *Dama dama,* iepuraşul de vizuină – *Oryctolagus cuniculus* (colonizat prin 1905-1907, la Cristeşti – Iaşi şi extins ulterior în bazinul inferior al Jijiei şi Bahluiului) muflonul, vulpea argintie (în crescătorii) ca şi pătrunderea naturală a altora: - bizamul – *Ondrata zibethica* (mai întâi în Câmpia Banato-Crişană şi pe Crişuri, respectiv Mureş, mai ales după 1944, venind din Ungaria şi Slovacia, şi apoi în zona Deltei Dunării, din R. Moldova, după 1954, câinele enot – *Nyctereutes procynoides*, în estul țării şi îndeosebi în deltă, tot din Republica Moldova.

Cât priveşte peştii primari dulcicoli, după *P. Bănărescu, 1949,* grupează în apele româneşti specii holarctice, palearctice, euro est-asiatice, eurosiberiene, euro-ponto-caspo-aralice, central-europene, nord-europene etc.; unele dintre ele fiind proprii exclusiv bazinului dunărean care, de altfel, constituie un domeniu specific al ihtiofaunei de apă dulce.

6.4. Solurile României

6.4.1. Solul – produs al acțiunii convergente a factorilor pedogenetici

Solul, produs natural complex al peisajului geografic în care s-a format îşi defineşte trăsăturile „statornice" prin calitățile împrumutate ecosistemelor pe care le „gestionează". Fiecărui tip de sol îi corespunde un anumit tip de exploatare biologică (molisoluri – graminee; soluri halomorfe - ecosisteme haline), iar impunerea unui anumit tip de exploatare biologică ori antropică atrage după sine amendarea şi ajustarea calitativă a solurilor. Chiar dacă analiza factorială a participării componentelor geosistemice la procesul de solificare este uneori dificilă, întrucât acțiunea factorilor pedogenetici nu este singulară ci convergentă, ea este obligatorie în explicarea diversității învelişului pedogeografic din spațiul carpato-danubiano-pontic.

Poziția geografică a României, evoluția paleogeografică în context european (impunând litologia variată, structura şi morfosculptura), trăsăturile climatice, hidrografice şi hidrogeologice, modificările survenite în exploatarea agricolă a teritoriului argumentează tot mai puternic atributul de „mozaic" pedogeografic acordat spațiului românesc.

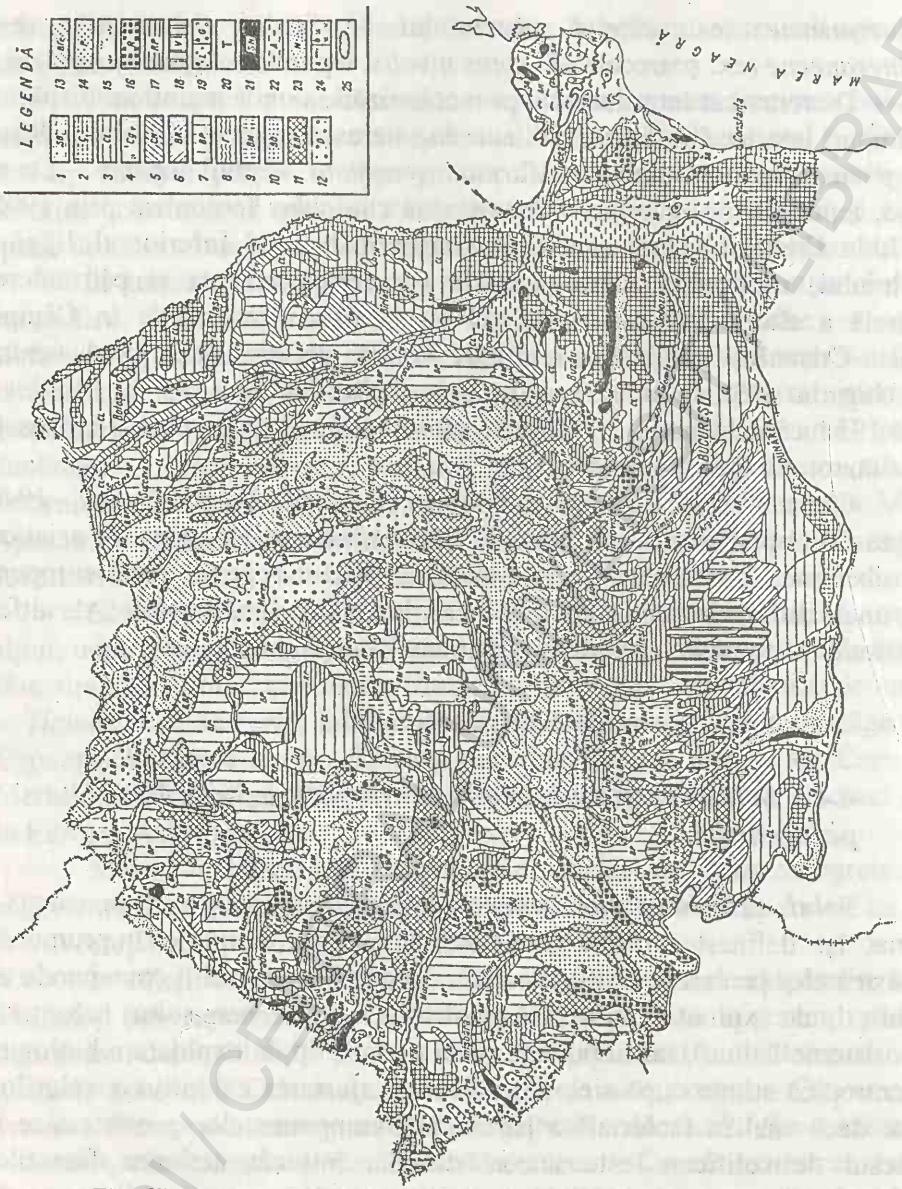


Fig. 67 Resursele de sol ale României (Geografia României, vol.1, 1983)

1. soluri bălane ; 2. cernoziomuri ; 3. cernoziomuri levigate ; 4. soluri cernoziomice ; 5. soluri argilo-iluviale cenuşii ; 6. soluri argilo-iluviale brun-roşcate ; 7. soluri argilo-iluviale brune ; 8. soluri argilo-iluviale podzolite ; 9. soluri brune ; 10. soluri brune-acide ; 11. soluri brune, brune-acide şi brune podzolite ; 12. andosoluri, soluri brune acide şi brune podzolice ; 13. soluri brune feriiluviale ; 14. podzoluri feriiluviale ; 15. soluri humico-silicatice ; 16. rendzine, terra-rosa ; 17. pseudorendzine ; 18. soluri negre şi brune argiloase compacte ; 19. lăcovişte (a) şi soluri gleice (b) ; 20. soluri turboase ; 21. solonceacuri , soloneţuri şi solodii ; 22. aluviuni şi soluri aluviale ; 23. nisipuri ; 24. mlaştini (a) şi plaur (b) ; 25 soluri asociate cu litosoluri, regosoluri şi stâncărie.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În România sunt bine reprezentate atât solurile formate în condițiile bioclimatice ale Europei temperate umede, oceanice, cât și cele specifice Europei Răsăritene ori Europei ponto-caspice și mediteraneene (vezi cap. 1).

Convergența acțiunii factorilor pedogenetici naturali și antropici în spațiul carpato-pontic explică trăsăturile solurilor României (fig. 67).

Varietatea litologică argumentează desfășurarea proceselor pedogenetice (ritm, durată) și specificitatea lor temporo-spațială, imprimând solurilor un anumit comportament fizico-chimic. Spre exemplu, rocile compacte bazice (gabbrouri, bazalte, peridotite) se alterează mai ușor și au ca rezultat un material bogat în componente argiloase, pe care se formează soluri relativ profunde, bogate în baze și rezistente la acidifiere.

Granulometria depozitelor sedimentare se constituie într-o replică la compactitatea rocilor magmatice ori metamorfice. Astfel pe depozite nisipoase, permeabile, sărace în carbonat de calciu, procesele de spălare a sărurilor, de debazificare sunt mai intense, realizându-se un lesivaj accentuat (migrare a argilei), cauză ce explică stadii avansate de evoluție a solurilor, respectiv evoluția mai rapidă a procesului pedogenetic și desfășurarea acestuia pe o grosime mai mare decât în cazul rocilor compacte.

Roca (litologia), deși exercită o influență deosebit de importantă asupra diversității învelișului de sol, ea este în general subordonată climei, vegetației, apei etc.

Pe aceeași rocă, în condiții diferite de climă și vegetație, se pot forma soluri diferite, iar pe roci diferite în aceleași condiții de climă și vegetație se poate forma același tip de sol. Dacă argilozitatea materialului se asociază cu un conținut ridicat de $CaCO_3$, pot rezulta, în zona cu umiditate ridicată ori moderată, soluri cu caracter molic de tipul pseudorendzinei ori în cazul unui aport caloric ridicat și unei insolații îndelungate pot apărea soluri molice de tipul celor bălane ori cenușii de stepă (pe frontul cuestelor din Podișul Transilvaniei (I. Crișan, 1994).

Relieful diferențiază solificarea la scara întregii țări prin etajarea condițiilor climatice și hidrice ce asigură pedogeneza, prin expunere, panta și orientarea suprafețelor asigurând ritmul și intensitatea proceselor pedogenetice, prin „construirea" unor topoclimate și a unor tipuri regionale de scoarță de alterare.

Morfodinamica versanților se reflectă diferit în procesul pedogenetic, determinând stocarea ori deplasarea laterală a produselor dezagregării și alterării și conturând trăsăturile fizico-mecanice și chimice ale orizonturilor pedogenetice (structură, textură, grosime).

Solurile de pe versanți au în general profile mai scurte cu 0,5 1 m decât pe suprafețe plane ori cvasiorizontale interflora sau se găsesc în stadii de evoluție mai puțin avansate în cadrul aceleiași serii genetice (exemplu:

sol brun pe versant şi sol brun luvic pe platou ori sol brun luvic pe versant şi luvisol albic pe platou (Geografia României, 1983, pg. 498).

Rolul indirect al reliefului se manifestă în pedogeneză prin etajarea bioclimatică specifică, pe care o determină, dar şi prin discontinuitatea impusă învelişului pedogeografic prin fragmentarea accentuată, expoziţia versanţilor şi geodeclivitatea acestora. Aceasta argumentează o redistribuire cantitativă a căldurii, durata insolaţiei, umiditatea relativă, diferenţierea bilanţului şi regimului hidric şi nu în ultimul rând repartiţia asociaţiilor floristice şi faunistice (cu rol de asemenea important în pedogeneză).

Supuşi proceselor de eroziune, versanţii favorizează întreruperea ori încetinirea procesului de solificare (erodisolurile). Depresiunile intramontane şi subcarpatice, cu grosimi mari ale depozitelor şi scoarţei de alterare, condiţionează formarea unor soluri cu profile bine definite şi dezvoltate (Braşov, Haţeg, Neamţ, Cracău Bistriţa. etc.).

Factorul climatic orientează procesul pedogenetic încă din fazele ce precede solificarea propriu-zisă. Dezagregarea şi alterarea, transportul şi stocarea produşilor proceselor de meteorizaţie poartă amprenta condiţiilor morfoclimatice. Clima influenţează şi formarea părţii organice a solului, respectiv bioacumularea. Ea crează condiţii de dezvoltare a vegetaţiei, care constituie sursa de materie organică a solului. Humificarea resturilor organice au loc, de asemenea, sub influenţa condiţiilor determinate de climă (umiditate, temperatură). Tot clima, mai ales prin *precipitaţii*, este aceea care determină *procesele de eluviere-iluviere* şi mobilitatea ori mărimea unor orizonturi ale profilelor de sol. Astfel în *zona stepei* cu climă specifică tinuturilor de câmpie, relativ aridă, uscată, eluvierea este aşa de slabă încât solul poate conţine carbonaţi de calciu încă de la suprafaţă, care pot satura humusul format şi generează culoarea negricioasă a orizontului superior al solului. Pe de altă parte clima regiunilor stepice şi silvostepice relativ aride nu permite o alterare intensă a mineralelor primare şi se realizează o slabă argilizare a orizontului superior al solului.

Trecerea spre zona nemorală şi etajelor forestiere odată cu creşterea cantităţilor de precipitaţii (> 600 mm/an) asigură o intensificare a proceselor de eluviere, carbonatul de calciu este antrenat (pe profil) spre adâncimi, concomitent se intensifică şi migrarea coloizilor, formându-se orizonturi eluviale şi iluviale din ce în ce mai bine reprezentate.

Clima regiunilor de munte, mai rece şi umedă cu amplitudini termice diurne mai mari, dar şi alternarea sezonieră a fenomenelor de îngheţ-dezgheţ, frânează procesele de argilizare şi descompunerea materialului organic. Aceste aspecte demonstrează larga reprezentare a solurilor oligobazice şi oligomezobazice, pe fondul unor procese de acidifiere intensă.

Factorul hidrologic are în procesul de formare şi evoluţie a solurilor un rol deosebit de important influenţând dezagregarea prin umezire-uscare şi alterarea, cu ajutorul cristalelor, bioacumularea, eluvierea şi iluvierea, conturând caracterul unor procese fizico-chimice şi biochimice ori tipul de soluri (hidromorfe, halomorfe).

Excesul de apă datorat prezenţei apelor suprafreatice sau epidermice, fie existenţei pânzei freatice la adâncimi mici ori stagnării apei deasupra unui strat sau orizont impermeabil, favorizează declanşarea proceselor de gleizare (ori pseudogleizare) sau de salinizare alcalizare ce generează apariţia solurilor *hidromorfe* ori *halomorfe.*

Supraumezirea freatică a materialului parental şi a solului este un atribut al câmpiilor de subsidenţă (C. Siretului Inferior) şi ariilor joase cu cursuri divagate din Câmpia Banato-Crişană (Câmpia Ierului, Câmpia Crişurilor, Câmpia Timişului), luncilor, Deltei Dunării, dar şi ariilor depresionare (Ciuc, Giurgeu, Braşov, Târgu-Jiu – Câmpu Mare).

Permanentizarea fenomenului îl reprezintă gleizarea unor orizonturi sau chiar a întregului profil al solului, situaţie în care se realizează *înmlăştinirea,* fenomen însoţit de turbificarea resturilor organice din cauza unei slabe activităţi microbiologice în condiţii de anaerobioză

În condiţiile de silvostepă ori stepă, relativ aride, cu un bilanţ hidric deficitar şi o circulaţie laterală deficientă se realizează o sărăturare a solurilor (Câmpia Bărăganului, Câmpia Banato-Crişană) cu apariţia solurilor intrazonale (halomorfe). Apariţia lor este legată şi de levigarea structurilor salifere (Cojocna, Turda, Cătina, Sic). Procesele ce au loc în astfel de cazuri sunt denumite *procese de salinizare*, atunci când se produce o acumulare de săruri de sodiu sub formă de cloruri şi sulfaţi şi *procese de alcalizare*, când solul respectiv, argila se saturează cu ioni de sodiu şi eventual se formează şi carbonat de sodiu.

Timpul poate fi apreciat ca factor pedogenetic asociat *spaţiului* de desfăşurare a proceselor de solificare. Caracteristicile spaţiului vor fi reflectate în caracterele solului (spaţiul sau teritoriul tânăr ca vârstă va avea corespondent sol neevoluat). Vârsta învelişului de sol depinde, în general, de cea a teritoriului. Cu cât durata de solificare este mai mare cu atât solul este mai evoluat, cu orizonturi bine conturate ce răspund condiţiilor litologice, orografiei, climei, apei, vegetaţiei ce au controlat pedogeneza. Solurile cele mai puţin evoluate apar în cadrul celor mai tinere unităţi naturale (lunci, deltă), dar şi în regiunile colinare şi montane, unde eroziunea şi uneori rocile consolidate compacte împiedică atingerea unor stadii avansate de evoluţie a procesului pedogenetic (N. Florea, 1968; C. Chiţu, 1975; N. Barbu, 1979; P. Ştefan, 1980),

Se poate vorbi şi de o corespondenţă între vârsta formei de relief şi vârsta solului (în unele cazuri): terase fluviale, trepte piemontane, nivele de eroziune. Situaţiile însă nu pot fi generalizate, mai ales în cazul teraselor, unde diferă numărul orizonturilor de soluri fosile.

Factorul biologic îşi exercită influenţa pedogenetică zonal, prin formaţiunile vegetale şi asociaţiile faunistice. Solificarea nu poate avea loc decât sub acţiunea mocroorganismelor care determină bioacumularea.

Vegetaţia asigură solului materia organică, contribuind la asigurarea procesului de humificare şi imprimând caracterele orizontului humifer (grosime, natură, compoziţie, conţinutul solului în nutrienţi ş.a.).

Etajarea impusă de orografic aduce cu sine nuanţări ale procesului pedogenetic. Astfel formaţiunile vegetale ierboase (pajişti de stepă, de silvostepă, din zona forestieră şi din cea alpină) lasă în sol o cantitate mare de resturi organice, care provin din părţile aeriene ale plantelor pri din sistemul radicular. În regiunile de stepă şi silvostepă, mediul climatic este propice transformării rapide a materiei organice brute, rezultatul fiind acumularea moderată de humus saturat şi eliberarea masivă de baze.

Pajiştile din zona forestieră generează în sol cantităţi mai mici de resturi organice (N. Florea şi colab., 1968), iar activitatea microbiologică este mai puţin intensă din cauza climatului, creându-se uneori condiţii de anaerobioză.

Sub pajiştile alpine, deşi cantitatea de resturi organice este relativ mare, nu se realizează un circuit activ al substanţelor, deoarece procesul de mineralizare se desfăşoară foarte lent, ca urmare a unei slabe activităţi microbiologice.

Pădurile de foioase din regiunile colinare (se remarcă prin marea diversitate a speciilor) şi de câmpie asigură, prin parametrii topoclimatici, transformarea în ritm lent a resturilor organice, pe măsura creşterii umezelii şi scăderii temperaturii. Acest fapt condiţionează blocarea parţială a substanţelor bazice de schimb, iar reacţia solului devine treptat acidă şi favorizează procesele de eluviere şi iluviere a coloizilor.

Sub pădurile de munte, microflora este săracă şi activitatea ei este mult îngreunată din cauza condiţiilor climatice, astfel descompunerea resturilor organice se realizează mai lent şi se eliberează puţine baze, iar soluţiile din sol au o reacţie pronunţat acidă.

Influenţarea procesului pedogenetic prin intermediul factorului biologic poate fi apreciată prin procesele de acidifiere şi lesivaj. Astfel, unele specii de arbori şi arbuşti (tei, carpen, frasin, păducel, corn) sunt puternic bioacumulatoare, astfel (Geografia României, vol. I, 1983, pag. 498) că dominanţa lor în unele păduri de foioase, mai ales din câmpii, frânează mult evoluţia proceselor de acidifiere şi migrare a argilei, specifice

zonei. În pădurile de foioase din regiunile muntoase şi chiar submuntoase, pătrunderea ericaceelor şi muşchilor determină o puternică podzolizare şi acidifiere a solurilor, iar în pădurile de conifere, dominanţa molidului şi pinului are alelaşi efect, deoarece resturile lor organice, sărace în baze dau forme de humus puternic acid.

Alături de formaţiunile vegetale şi de microflora specifică, ***fauna*** din sol (râme, viermi, rpzătoare, reptile etc.) are o acţiune pedogenetică importantă, care determină afânarea şi aerisirea solului ori apariţia unor neoformaţii şi dezvoltarea unei structuri zoomorfe unor soluri.

Factorul antropic este omniprezent în procesul pedogenetic, iar intervenţiile sale au modificat şi modifică mult regimul substanţelor nutritive, dar şi regimul hidric în sol. Circulaţia apei la suprafaţa solului, în sol, dar şi transportul şi acumularea substanţelor deplasate odată cu apa (elemente nutritive, săruri, particule minerale), respectiv *circuitul* şi *bilanţul elementelor* în stratul de sol şi-au modificat ritmul de desfăşurare în raport cu „agresivitatea" antropică.

Modificări importante ale condiţiilor pedogenezei s-au realizat prin înlocuirea vegetaţiei naturale de pădure (prin defrişări) cu pajişti, dar mai ales culturi agricole (Câmpia Transilvaniei). De asemenea implementarea unor agrotehnici speciale pentru creşterea productivităţii agricole (îngrăşăminte minerale, amendamente, lucrări intensive ale solului cu mijloace mecanice, lucrările ameliorative de desecare-drenaj, irigaţii, terasări, etc) au modificat regimul pedogenezei, artificializând solul. Mai puţin sunt schimbate condiţiile pedogenetice acolo unde vegetaţia naturală predomină.

Înlocuirea vegetaţiei naturale ierboase (Geografia României, vol. III, pag. 532) din zona de stepă prin culturi agricole are o influenţă apreciabilă în bilanţul materiei organice şi elementelor nutritive. Prin „ridicarea" din sol a unor importante elemente nutritive şi transformarea lor în procesul generativ al recoltelor agricole, fără ca masa produsă de fotosinteză să se reîntoarcă în sol, se realizează o diminuare a ritmului bioacumulării. Aceasta duce la o scădere continuă a rezervei de humus din sol, la o sărăcire în substanţe nutritive şi o deteriorare a structurii solului. Fenomenele se accentuează în condiţiile irigării terenului, când are loc un transfer de substanţe nutritive şi o spălare a unor compuşi ai solului. Procesul natural de „eroziune" prin apă a solului atât în conţinut cât mai ales în suprafaţă, dacă solul nu este acoperit cu vegetaţie, poate determina inversarea raportului dintre ritmul pedogenezei şi cel al eroziunii, fapt ce are drept rezultat îndepărtarea orizontului superficial prin procese de ravinare, iar în unele cazuri prin alunecări.

Indirect, defrişările (atât de „susţinute" astăzi în etapa tranziţiei spre economia de piaţă) determină itensificarea revărsărilor şi inundaţiilor, iar prin aceasta creşterea excesului de apă şi geneza solurilor hidromorfe. Terenurile cu exces de apă, fără măsuri de prevenire a inundaţiilor şi revărsărilor măresc riscul prezenţei fenomenelor de salinizare şi alcalizare. Sunt inventariate cu pericol de alcalizare partea de est a Câmpiei Române, Câmpia Crişurilor, Câmpia Someşului, Câmpia Ierului, Câmpia siretului Inferior, Câmpiile Titu şi Gheorghiţa, dar şi ariile cuvetelor interdomale Acăţari, Crăciuneşti, Găleşti, Sângeorgiu, Murgeşti, Bodogaia etc. ori luncile văilor subadaptate (incompetente) din Câmpia Transilvaniei şi aria cutelor diapire circumtransilvane.

Multe lacuri din Lunca şi Delta Dunării prin acţiunea antropică de desecare au dispărut, iar formaţiunile minerale existente pe fundul lacurilor respective au fost supuse solificării, concretizând fazele incipiente ale pedogenezei (maturarea fizică, chimică şi biologică).

Intervenţiile cu caracter ameliorativ ale omului modifică ritmul şi caracterul pedogenezei, în schimb intervenţia brutală, prin poluarea chimică a apelor şi solurilor, în scopul „protecţiei" producţiilor vegetale împotriva „paraziţilor", nu este o acţiune pe deplin justificată. Uneori unii constituienţi ai pesticidelor, insecticidelor ori chiar produşi naturali ai substratului (mercur, plumb, zinc) sunt asimilaţi în procesul nutriţiei de către plante şi ajung în organism (G. Ianoş, 1993, 1995), modificând sau afectând funcţiile metabolice. Între intervenţiile antropice agresive pot fi menţionate şi decopertarea unor depozite de nisipuri, pietrişuri din terase sau lunci pentru construcţii rutiere (Hădăreni, Cuci, Ogra) care au întrerupt procesul pedogenezei ori au scos din circuitul agricol sute ori mii de hectare de teren agricol (I.Irimuş, 1998). Similar, sunt cunoscute intervenţiile antropice din ariile exploatărilor miniere în cariere şi balastiere (Rovinari, Jibou, Apa etc.).

Prin urmare, prevenirea degradării solului trebuie să fie în fond o atitudine şi nu o măsură guvernamentală.

6.4.2.Clasificarea solurilor

Sistemul român de clasificare a solurilor (SRCS, 1980) s-a realizat pe *caracteristici intrinseci* ale solului, acordând *prioritate caracterelor solului*, acordând *prioritate caracterelor solului* şi nu procesului pedogenetic. De asemenea acest sistem are la bază *criterii de diagnoză* precizate cantitativ. Astfel sistemul cuprinde următoarele unităţi taxonomice de sol: clasa, tipul şi subtipul, varietatea, familia, specia texturală şi varianta (mai ales pentru studiile analizate).

Clasa de sol (cf. Geografia României, vol. III, p. 500) reprezintă totalitatea solurilor al căror profil morfologic prezintă un anumit orizont pedogenetic definitoriu (exemplu: *clasa molisoluri* au orizont diagnostic A molic = Am), care reflectă calitativ influența complexului morfogenetic.

Tipul de sol reprezintă (cf, cu aceeaşi sursă) o grupă de soluri, separată în cadrul clasei de sol, caracterizată printr-un anumit mod specific de manifestare a unuia sau mai multor elemente diagnostice (orizont diagnostic, tipul materialului parental, excesul de apă, etc.). Exemplu: Clasa molisoluri; *tipul de sol* – cernozion (orizont Am, cu culori închise).

Subtipul de sol este o subdiviziune a tipului de sol, ce reflectă gradul de dezvoltare a profilului. Profilul subtipuri este rezultatul fie al acțiunii procesului pedogenetic specific tipului de sol (subtipul tipic) fie acțiunii acestui proces principal şi al altor procese pedogenetice asociate.

Exemplu: tipul cernoziom are a subtip: vertic, vermic, rendzinic, pseudorendzinic, litic, gleizat, salinizat, alcalizat.

Varietatea de sol exprimă prezența unor caractere particulare sau locale ale solului: salinizarea, alcalizarea, gleizarea ori pseudogleizarea, adâncimea de apariție a carbonaților şi conținutul lor; grosimea solului, până la roca compactă, gradul de eroziune al solului.

Familia de sol este separată în cadrul subtipului şi varietății de sol în funcție de natura materialului parental şi de compoziția granulometrică a acesteia.

Specia de sol reprezintă unitatea taxonomică de detaliu care precizează caracteristicile texturale ale solului (pentru solurile minerale) ori gradul de transformare a materiei organice (pentru solurile organice).

Varianta de sol defineşte influența antropică asupra solului. Ea se separă în funcție de următoarele criterii: mod de folosință, modificări survenite în sol prin utilizarea în producție; tipul şi gradul de poluare.

Anul 2000 marchează în pedogeografia românească inițierea Sistemului Taxonomic al Solurilor României (SRTS) care reprezintă o formă îmbunătățită a SRCS din 1980. Noul sistem (SRTS) grupează solurile României în clase ierarhice stabilite pe baza însuşirilor intrinseci ale solului, în primul rând morfologice şi o apropiere a acestei clasificări de cea FAO/UNESCO (1998).

Identificarea şi încadrarea diferitelor soluri în unitățile texonomice de sol s-a realizat pe baza orizonturilor, proprietăților şi materialelor parentale diagnostice.

Orizonturile diagnostice utilizate sunt: A molic (Am), A molic pudrat (Ame), A umbric (Au), A ocric (Ao), A limnic (Al), A hortic (Af); E luvic (Ef), E albic eluvial (Ea), E albic spodic (Es); B combic (Bv), B aragic (Bt), B argic – natric (Btna), B spodic (Bs, Bhs); C calcic sau calxic sau

carbonatoacumulativ (Cca); orizonturile salic (sa) şi hiposalic (sc); orizonturile sulfuratic (sf), sulfuric (su); orizonturile vertic (y) şi pelic (z); orizontul petrocalxic (pe); orizontul fragic (x), orizontul B (criptospodic (Bcp); orizontul scheletic (q); orizonturile folic (O), turbos (T) şi orizontul antropedogenetic (N).

Proprietăţile diagnostice sunt defitite prin: caracterul vermic (vm), schimbare texturală bruscă (pe) proprietăţi andice, trecere glasică (albeluvică) sau orizont E + B (gl), contact litic sau rocă compactă continuă (li), saturaţie în baze (V%), proprietăţi entrice, proprietăţi districe, proprietăţi alice (al), materie organică segregabilă (ms), pudră friabilă de carbonat de calciu sau carbonaţi secundari (km), proprietăţi acvice gleice, stagnice şi antracvice, proprietăţi gleice, proprietăţi reductomorfe (Gr), proprietăţi redoximorfe (GO) glei de oxido-reducere, proprietăţi stagnice, proprietăţi antracvice (aq), proprietăţi criostagnice (cr), culori diagnostice, adâncimea de situare a unui orizont sau a unui caracter diagnostic, caracter scheletic (sq), caracter scheletifer, proprietăţi salsodice.

Materialele parentale diagnostice sunt definite de: materialul fluvic (MF), antropogen (MA), scheletic calcarifer (MK), marnic (MM), erubazic (ME), bauxitic (MB).

Tipul genetic de sol este considerat unitate principală (Rodica Petrea, 2001), în taxonomia solurilor României, reprezentând o grupă de soluri asemănătoare.

Tipul genetic de sol reflectă acţiunea proceselor pedogenetice, procese determinate de condiţiile climatice, biologice, litologice, hidrologice ori antropice.

6.4.2.1 Structura Sistemului Român de Clasificare a Solurilor

Evidenţierea principalelor caracteristici ale solurilor României trebuie să răspundă exigenţelor sistemului SRTS (2000), dar în acelaşi timp să fie operaţional (respectiv cunoscut în conformitate cu SRCS, 1980). Prin urmare, sistemul de prezentare a îmbinat cele două module, încercând o echivalare SRCS - SRTS.

Clasa molisolurilor, în sistemul SRCS 1980 este echivalentă în sistemul SRTS –2000 cu cea a *cernisolurilor* şi cuprinde următoarele tipuri de sol: sol bălan, cernoziom, cernoziom cambic, cernoziom argiloiluvial, sol cernoziomoid, sol cenuşiu, rendzină şi pseudorendzină. Aria geografică în care – şi exercită prezenţa această clasă de soluri este perimetrată de: Câmpia Română, Câmpia Banato-Crişană, Dobrogea, Câmpia Moldovei, Câmpia Covurluiului şi partea sudică a Câmpiei Transilvaniei (Câmpia Mureşană) dar şi suprafeţe reprezentative din Podişul Sucevei; depresiunea Braşovului, depresiunile Ciucului, Sibiului şi Neamţului, precum şi unităţi

de terasă ale Siretului, Mureşului ori Moldovei. Întrunirea unor condiţii specifice de humificare, regim caloric şi expoziţia a determinat apariţia solurilor din această clasă, chiar şi în condiţii azonale (fronturile de cuestă din Câmpia Transilvaniei, prezintă soluri cernoziomice şi în unele avale cenuşiu de stepă, chiar dacă grosimea orizonturilor nu este cea specifică).

Clasa argiluvisolurilor în sistemul SRCS (1980) este echivalată cu *clasa luvisoluri* în SRTS 2000. Conţinutul clasei, sub raport genetic, este neschimbat. Această clasă este reprezentativă în regiunea dealurilor subcarpatice şi banato-crişene, dar şi în podişurile şi piemonturile de la exteriorul Carpaţilor, în Podişul Târnavelor şi Podişul Someşan. Ele apar pe suprafeţe reprezentative şi în nordul Câmpiei Române, Câmpia Someşului, dar şi în nord-vestul Podişului Bârladului, în depresiunile intramontane şi submontane (Oaş, Baia Mare, Braşov, Făgăraş, Haţeg etc., iar pe suprfeţe restrânse apar în nordul Dpbrogei, Câmpia Moldovei şi Câmpia Banato-Crişană. Solurile argiloiluviale sunt relativ vechi, cu evoluţie poligenetică, dezvoltate în condiţii de drenaj natural în general bun sau moderat. Pentru acest tip de sol (luvisoluri, SRTS – 2000), condiţiile climatice relativ umede determină apălarea sărurilor din profil, chiar şi a celor greu solubile, şi o debazeificare destul de accentuată a materialului mineral. Temperatura şi umiditatea favorizează o humificare rapidă a resturilor vegetale. Deşi circuitul biologic este relativ activ, bioameliorarea în sol este slabă (Geografia României, vol. I, p. 512, 1983).

Clasa cambisolurilor, definite similar în ambele sisteme (SRCS – 1980, SRTS – 2000), cuprinde următoarele tipuri de sol: sol brun eu-mezobazic, sol roşu (terra rossa) şi sol brun-acid. Cambisolurile sunt caracteristice reliefului relativ recent ori întinerit prin procese denudaţionale. Ele au o răspândire mai frecventă în Carpaţi şi Subcarpaţi, iar cu pondere mai puţin reprezentativă apar în Podişul Târnavelor, Podişul Someşan, Podişul Getic, Dealurile Banatului şi Crişanei, ori în depresiuni submontane şi intramontane, lunci şi arii de divagare (câmpii aluviale). Condiţiile bioclimatice şi circuitul biotic activ asigură himificarea şi mineralizarea rapidă a resturilor vegetale acumulate la suprafaţa solului, generând un orizont humifer subţire (A), slab saturat şi o reacţie neutră – slab acidă (pentru materiale parentale bogate în baze sau intens debazificate şi cu reacţie acidă în cazul materialelor parentale sărace în baze).

Clasa spodosolurilor este definită în sistemul SRTS – 2000, prin sintagma puţin schimbată a clasei *spodosolurilor*, deşi din punct de vedere genetic şi al orizonturilor diagnostice nu apar schimbări. Această clasă include *solul brun feniluvial* şi *podsolul*. Ele sunt reprezentative în regiunea montană relativ înaltă (1500 – 1600 m) şi se asociază frecvent cu cambisolurile (brune acide).

Pot să apară cu caracter insular şi la altitudini mai coborâte, pe roci acide şi cu expoziţii nord-estice nordice, ori nord-nord-estice. Dezvoltate în condiţiile unei clime umede, ele sunt supuse spălării şi debazeificării materialului mineral. De asemenea temperaturile scăzute diminuează activitatea microbiologică. Resturile organice sunt humificate lent şi rezultă acizi fulvici şi acumulare de materie organică, ceea ce diferenţiază orizont superior A, cu culoare închisă. Sub acţiunea acizilor fulvici se intensifică alterarea silicaţilor primari şi distrucţia prin hidroliză a celor secundari, rezultând formarea unor complexe organominerale solubile, care sunt antrenate de curentul de apă descendent şi depuse în mediul mai puţin acid dinspre adâncime. Prin urmare se formează în prima fază un orizont B spodic cu acumulare de oxizi de fier şi aluminiu, sub orizontul A humifer (cu grăunţi de cuarţ dezbrăcaţi de pelicula coloidală), iar într-o fază mai evoluată şi un orizont eluvial între orizontul A şi orizontul Bs, în care de obicei se acumulează şi humus (Bhs). Aceste soluri se recunosc indirect în teren prin pădurile cu productivitate mijlocie sau mică şi prin pajişti care au în genere o componenţă floristică de valoare nutritivă scăzută.

Clasa umbrisolurilor definită identic în ambele sisteme de clasificare a solurilor, cu menţiunea că din această clasă se desprinde o clasă nouă, *andisoluri* şi se realizează o adaptare a definiţiilor.

Umbrisolurile (solul negru acid şi cel bruno-silicatic) sunt tipice altitudinilor carpatice de 1000 – 1400 m.

Solurile negre acide se dezvoltă în condiţii de temperaturi medii anuale de 3 – 8^0C şi precipitaţii de 650 – 1100 mm/an, specifice munţilor mijlocii şi depresiunilor intramontane, pe depozite deluviale şi aluvio-proluviale lutoase, având orizonturi diagnostice Au – Bv – C(R) şi o grosime medie a orizonturilor 20-50, 50-80 şi 75-130 /C (R). Folosite în special pentru păduri şi fâneţe în ariile montane, în ariile depresionare intramontane pot fi utilizate şi pentru culturi cerealiere şi plante tehnice, dar necesită amendamente calcaroase.

Solurile humico-silicatice se dezvoltă în condiţii de temperaturi medii anuale de 0^0C – 2^0C, sub o vegetaţie naturală de pajişti alpine şi subalpine. Sunt specifice munţilor înalţi, constituiţi din roci compacte silicatice şi prezintă ca orizonturi diagnostice Au – AR sau Bv-R, cu o grosime medie a orizonturilor de 15-20 Qu, 10-15 cm ori 30-40 cm/R/BV. Aceste soluri sunt folosite exclusiv pentru pajişti, deşi în unele cazuri necesită fertilizare şi măsuri antierozionale.

Andisolurile (andosolurile în sistem SRCS) au ca element specific al genezei alterarea relativ rapidă a mineralelor din materialul parental cu eliberarea de substanţe amorfe, care împreună cu substanţele humice rezultate din transformarea resturilor vegetale (acumulate sub pădure la

suprafața solului) generează combinații specifice organominerale. Acestea au rolul de a proteja și stabiliza atât substanțele amorfe, cât și materia organică, favorizând *acumularea.*

Andisolurile se dezvoltă în condiții de temperatură medie anuală de $3^0C - 8^0C$ și precipitații de 800 – 1200 mm/an, sub păduri de fag și molid, în munții mijlocii și înalți (1000 – 1400 m) îndeosebi pe roci vulcanice, fie la altitudini de peste 1800 m. Ele sunt folosite exclusiv pentru păduri, pășuni și fânețe, necesitând în genere lucrări ameliorative antierozionale.

Clasa solurilor hidromorfe (SRCS, 1980) prezintă în sistemul SRTS – 2000 definiție neschimbată, doar denumirea este schimbată în *hidrisoluri.* Formate sub influența predominantă a unui exces de umiditate, aceste soluri prezintă un regim hidric special. Acestei clase îi aparțin lăcoviștile, solurile gleice, solurile negre clino-hidromorfe (sau solurile negre de fâneață) și solurile pseudogleice. Lăcoviștile și solurile gleice prezintă un orizon Gt în primii 124 cm, continuând cu un orizont Am cu culori închise pentru lăcoviști și un orizont A în cazul solurilor gleice. Solurile negre de fâneață prezintă un orizont Am de culoare închisă și orizont B de culoare închisă cel puțin în partea superioară. Solul pseudogleic prezintă un orizont W în primii 50 cm, grefat atât pe orizontul A sau E, cât și pe cel puțin primii 50 de cm din orizontul B. Subtipurile pentru lăcoviște sunt în general cambică, mlăștinoasă, salinizată, alcolizată, tipică. Pentru solurile gleice sunt specifice subtipurile: tipic, molic, umbric, cambic, mlăștinos, turbos, salinizat, alcalizat.

Solurile negre de fâneață prezintă subtipurile: tipic, argiloiluvial, vertic, iar cele *pseudogleice* subtipurile: tipic, molic, vertic, luvic, albic, planic, gleizat, mlăștinos, turbos. Ele apar mai frecvent în Câmpia Banato Crișană, depresiunile intracarpatice și subcarpatice, Podișul sucevei, Podișul Getic.

Clasa solurilor halomorfe include solurile a căror geneză, evoluție și proprietăți au fost influențate apreciabil de sărurile ușor solubile. Denumirea acestor soluri în SRTS – 2000 este cea de *salsodisoluri*, inspirată din literatura franceză și italiană (u.a.) însă conținutul este neschimbat, în sensul că acestei clase i se înscriu tipurile solonceac și soloneț.

Au o răspândire azonală sau intrazonală similară hidrisolurilor. Apar, în general, în luncile și câmpiile joase (Câmpia Ierului, câmpia Siretului Inferior, Câmpia Brăilei, Câmpia Timișului, Câmpia Crișurilor). În luncile slab drenate, în condițiile unui bilanț hidric deficitar, ele apar ca soluri dominante (lunca Călmățuiului, lunca Ialomiței, estul Dobrogei și Deltei Dunării.

Solonceacurile au luat naștere printr-un proces de acumulare de săruri, generat de evapotranspirația intensă, în sectoarele cu drenaj slab,

sursele principale de săruri fiind: roca parentală inițial sărată, apa mării și lacurilor, apa freatică și de irigație.

Solonețurile s-au format (Geografia României, vol. III, p. 522) die prin desalinizarea unor solonceacuri, fie printr-un proces repetat de o anumită salinizare-desalinizare, însoțite în ambele cazuri, în prima fază de pătrunderea sodiului schimbabil în complexul absorbtiv. În faza următoare are loc dispersarea argilei și humusului, deteriorarea agregatelor structurale și migrarea argilei ceva mai jos, unde formează orizontul Btna. Este faza formării solonețului tipic. Prin continuarea procesului de migrare a argilei și spălare a solului ia naștere orizontul E, care poate deveni acid, ajungându-se la soloneț luvic (solodizat). Continuarea acestui proces are ca rezultantă stadiul de luvisol albic remanent alcalizat (solodiu).

Solurile halomorfe prezintă însușiri defavorabile dezvoltării plantelor de cultură, fie datorită presiunii osmotice ridicate a soluției, care limitează sau anihilează capacitatea plantelor de a-și extrage apa și elementele nutritive, fie reacției alcaline, lipsei calciului și dispersiei masei coloidale a solului, care înrăutățește mult însușirile fizice, hidrofizice și de aerație a solului. Sunt prezente în aria diapiră a Dealurilor Transilvaniei și unitățile subcarpatice, Câmpia Română, etc.

Clasa vertisolurilor (SRCS – 1980) este echivalentă în SRTS – 2000 cu *Pelisoluri,* context în care se apelează la *Pelisoluri*, context în care se apelează la o definiție lărgită prin includerea solurilor foarte argiloase care nu au caractere tipice de vertisol (sol negru clinohidromorf, sol cenușiu, cernozion cambic).

Vertisolurile ocupă areale nu prea extinse, îndeosebi în partea nordică a Câmpiei Române dintre Argeș și Olt, în Podișul Getic și în Banat. Caracteristicile acestor soluri derivă din cele ale materialului parental argilos, structurii masive a solului și variațiile umidității climatice. Regimul climatic deficitar în precipitații determină în perimetrul vertisolurilor fisuri adânci, care în anotimpul ploios se astupă și determină o aerație deficitară a solului, având loc procese de reducere. Humusul rezultat prin transformarea resturilor organice, încorporate în sol, în condițiile menționate, formează cu argila și oxizii de fier compuși organominerali, care dau solului un colorit specific negru-cenușiu. Argilozitatea ridicată și lipsa unei structuri, fac ca vertisolurile să fie soluri dificile pentru agricultură, fiind utilizate predominant ca pășuni și fânețe ori păduri.

Clasa solurilor neevoluate, trunchiate sau desfundate

Solurile neevoluate sunt proprii regiunilor cu relief puternic fragmentat (versanți, interfluvii înguste), cu relief eolian dunar (sudul Olteniei, Bărăgan, Câmpia Tecuciului, Câmpia Careilor, grindurile Deltei și

în luncile râurilor. Ele definesc stadiul inițial de formare a solului pe roci consolidate – compacte, unde dezagregarea și alterarea sunt dominante.

De asemenea sunt prezente pe roci afânate, unde procesele pedogenetice se desfășoare de puțin timp, fără a se putea diferenția profilul solului. În apariția acestor tipuri de soluri este prezentă și eroziunea (fluvială, eoliană) care contracarează procesele pedogenetice, menținând solul într-un stadiu neevoluat. Acestei clase îi aparțin: litosolul, regosolul, psamosolul, protosolul aluvial, solul aluvial, erodisol, coluviosolul și protosolul antropic (sistem SRCS – 1980).

Aceste soluri au o fertilitate scăzută, cu excepția solurilor aluviale care „susțin" ecologic atât culturile cerealiere, legumicole, cât și pășunile și fânețele. Celelalte necesită atât măsuri de prevenire și combatere a eroziunii cât și fertilizare.

În sistemul SRTS – 2000 *erodisolul* prezintă definiție neschimbată, în schimb denumirea este cea de *erodosol*, iar protosolul antropic din SRCS – 1980 este definit asemănător dar nu identic prin *antroposol*, chiar dacă se stipulează că este o noțiune nou introdusă; el este definit de un orizont superior antropedogenetic, puternic transformat prin fertilizare îndelungată.

Clasa solurilor organice (histosolurile) cuprinde un singur tip de sol, solul turbos (SRCS – 1980), respectiv *Turbosol* (SRTS – 2000), caracterizat printr-un orizont turbos (T) de peste 50 cm grosime. Sunt bine reprezentate în depresiunile intracarpatice din Carpații Orientali, în luncile unor râuri, în Delta Dunării. Evoluția acestor soluri este direct controlată de mediul saturat cu apă și de vegetația abundentă. Procesul de turbificare care constă în acumularea, an de an, de materie organică incomplet descompusă, generează orizonturi turboase de câțiva metri grosime (Iacobeni, L. Mohoș, D. Ciucului).

6.4.2.2 Modificări ale SRTS 2000 față de SRCS 1980 și corelarea cu alte clasificări

În SRTS - 2000 s-a făcut o distincție clară între orizonturile morfologice (folosite la descrierea solurilor) și orizonturile și proprietățile diagnostice (utilizate la identificarea solurilor) (N. Florea, I. Munteanu, 2000).

Termenul de caracter diagnostic (din SRCS-1980) a fost înlocuit cu cel de proprietate diagnostică. S-a introdus termenul de material parental diagnostic (după FAO) și s-au eliminat orizonturile Cpr (orizont C pseudorendzinic) și Rrz (orizont R rendzinic).

BIBLIOTECA CENTRALĂ UNIVERSITARY

În legătură cu orizonturile diagnostice termenul de orizont B argiloiluvial a fost schimbat în orizont B argic, cel de salinizat în hiposolic iar cel de alcalizat în hiponatric sau hiposodic.

Au fost introduse ca orizonturi diagnostice noi: orizontul A limnic, orizontul A hortic, precum şi orizonturile pelic, petrocalxic, criptospodic, scheletic,antropedogenetic, folic; s-a precizat conținutul orizonturilor sulfuratic şi sulfuric.

Caracterul andic şi cel sărătural au fost înlocuite cu proprietăți andice şi respectiv salsodice şi a fost introdus termenul de albeluvic (după FAO) echivalent celui glosic. Au fost definite ca noi proprietăți diagnostice, proprietățile eutrice, districe, alice, criostagnice; acestora li se adaugă caracterul scheletic, caracterul scheletifer şi prezența pudrei friabile de $CaCO_3$

Ca materiale parentale diagnostice au fost definite materiale parentale fluvice, antropogene, calcarifere, marnice, erubazice şi bauxitice. În ordinea subdiviziunilor taxonomice ale tipului de sol s-a inversat poziția speciei (granulometrice) cu cea a familiei de sol, iar gradul de eroziune - colmatare a fost trecut de la varietatea de sol la varianta de sol.

SRCS-1980	SRTS-2000	Observații
Molisoluri	Cernisoluri	Definiție neschimbată. Denumire modificată pentru evitarea confuziilor.
Argiluvisoluri	Luvisoluri	Definiție neschimbată. Denumirea prescurtată.
Cambisoluri	Cambisoluri	Definiție şi denumire neschimbate.
Spodosoluri	Spodisoluri	Definiție neschimbată. Denumire corectată prin introducerea vocalei i ca vocală de legătură.
Umbrisoluri	Umbrisoluri Andisoluri	Clasă de soluri scindată prin desprinderea unei clase noi, cea a andisolurilor şi adaptarea definițiilor în mod corespunzător.
Soluri hidromorfe	Hidrisoluri	Definiție neschimbată. Denumire adaptată.
Soluri halomorfe	Salsodisoluri	Definiție neschimbată. Denumire adaptată inspirată din literatura franceză.
Vertisoluri	Pelisoluri	Definiție lărgită prin includerea şi a solurilor foarte argiloase care nu au caractere tipice de vertisol.
Soluri neevoluate, trunchiate sau	Protisoluri	Clasă de soluri scindată prin separarea clasei de soluri neevoluate (nemature) sub denumirea de protisoluri şi a clasei de soluri

BCU "ION CREANGĂ" CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

desfundate	Antrisoluri	influențate puternic de activitatea umană sub denumirea de antrisoluri (care include erodosolul și antroposolul, tip de sol nou introdus).
Soluri organice (Histosoluri)	Histisoluri	Definiție neschimbată. Denumire adaptată.

6.5. Zonarea și etajarea biopedogeografică a teritoriului României

Principalele trăsături ale vegetației, faunei și solurilor României sunt condiționate de variațiile climatice (căldură și umiditate) în raport cu latitudinea, longitudinea și altitudinea, aspecte ce se materializează într-o zonalitate latitudinală și o etajare verticală a asociațiilor biopedogeografice.

Variațiile mai accentuate de regim termic, regim hidric sau regim trofic al biotopurilor conduc la formarea unor unități de vegetație, faună și soluri cu caracter local, azonal sau intrazonal.

6.5.1. Zonalitatea latitudinală

Analiza vegetației naturale (un veritabil „barometru" al mediului geografic), a celei seminaturale, a asociațiilor faunistice și a solurilor, în teritoriile de platformă, a arătat că pe câmpiile și podișurile joase ale României, la altitudini până la 300 – 400 m au fost răspândite trei tipuri de vegetație zonală :

Zona stepei a fost delimitată în funcție de răspândirea *cernoziomurilor* și *solurilor bălane*, de prezența pe aceste soluri a unor fragmente de pajiști stepice cu specii de *colilie* (Stipa lessingiana, S. ucrainica, S. tirsa, S. capilata), *păiuș* (Festuca valesiaca), *pir crestat* (Agropyron cristatum), precum și lipsa aproape completă a pădurilor. Acestei zone i se înscriu sud-vestul Câmpiei Covurluiului, jumătatea sudică a Câmpiei siretului Inferior, jumătatea de est a Câmpiei Bărăganului și Podișul Dobrogei (până la altitudini de 150 – 200 m).

Zona silvostepei a fost trasată și delimitată pe baza extinderii *cernoziomurilor levigate*, a prezenței pe aceste soluri a pădurilor, în general poienite, formate din specii de stejar, xerofili, cu pajiști stepice în poieni și în pășunile și fânețele care s-au mai păstrat printre terenurile agricole. Această zonă cuprinde suprafețe întinse în Podișul Moldovei până la altitudini de 200 – 250 m, în Câmpia Siretului, în vestul Câmpiei Bărăganului, în Podișul Dobrogei (altitudine 150 – 250 m), în Câmpia Banato-Crișană de la Deta până la Carei (50 – 200 m altitudine).

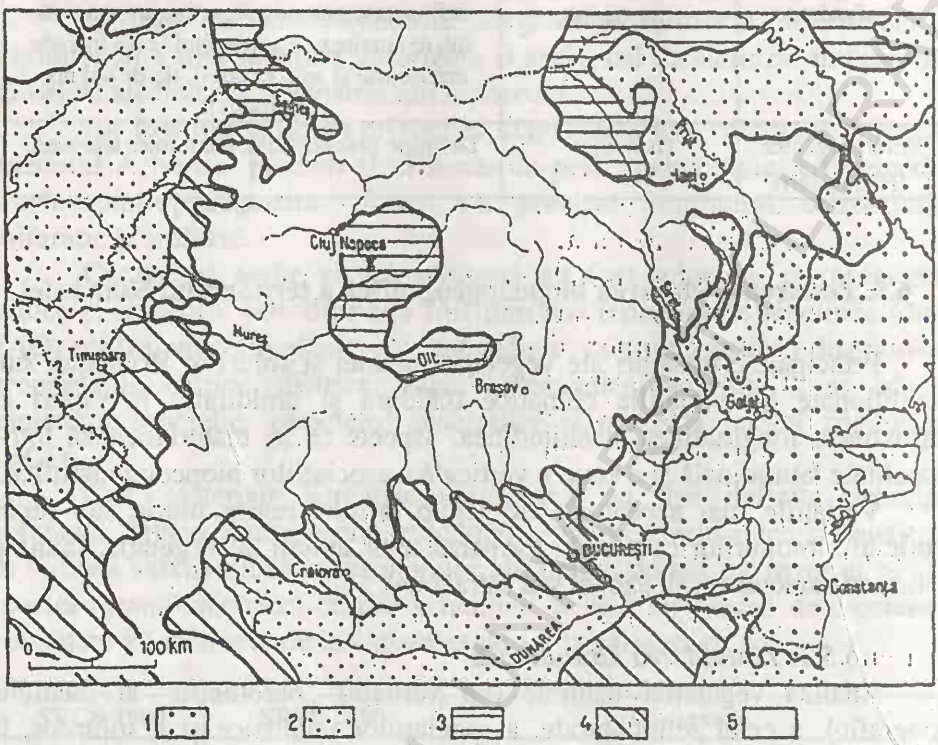


Fig. 68 Poziţia geografică a României şi zonalitatea latitudinală a vegetaţiei (Geografia României, vol. I, p.405, 1983)

1. zona de stepă; 2. zona de silvostepă; 3. zona nemorală cu subzona pădurilor de stejar mezofil; 4. subzona pădurilor de stejar submezofili-termofili; 5. domeniul deluros-muntos în care se manifestă zonalitatea altitudinală.

Zona nemorală delimitată pe baza existenţei pădurilor propriu-zise (nepoienite natural) de stejari, aflate pe soluri forestiere (cenuşii, brun-roşcate, ş.a.). Zona se extinde în nordul Podişului Moldovei (între 200 – 350 m), în centrul Podişului Transilvaniei (între 250-400 m altitudine) şi în câmpiile înalte din nordul şi vestul ţării, cu altitudini între 100 – 300 m.

BCU IAŞI CENTRALA LIBRARY

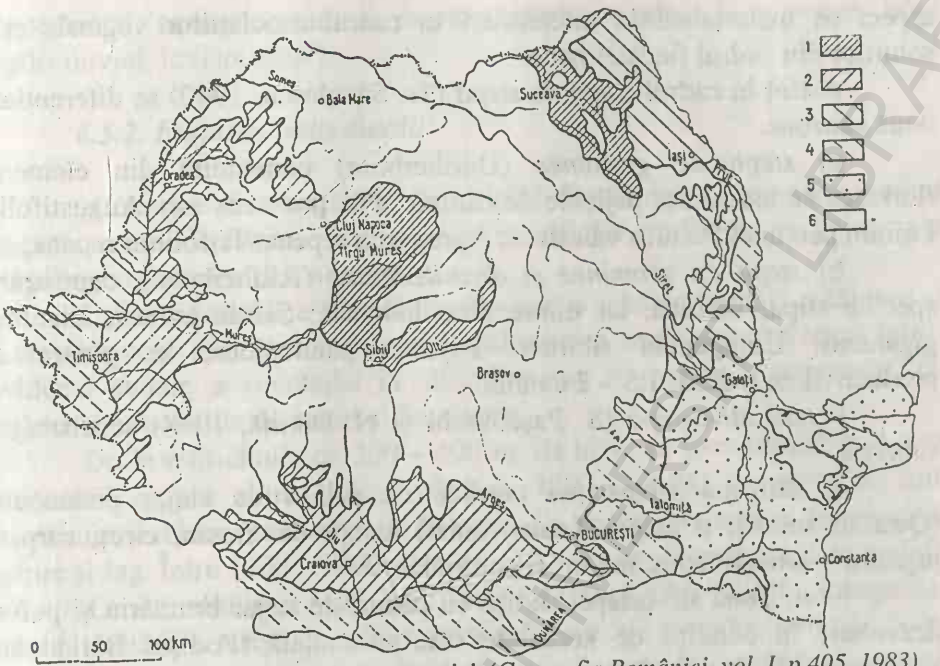


Fig. 69 Zonalitatea latitudinală a vegetației (Geografia României, vol. I, p.405, 1983)

A. *zona nemorală* : 1. subzona pădurilor de stejar mezofili; 2. subzona pădurilor de stejar submezofili-termofili;
B. *zona de silvostepă* : 3. subzona silvostepei nordice ; 4. subzona silvostepei sudice;
C. 5. *zona de stepă*;
D. 6. *domeniul deluros-muntos în care se manifestă zonalitatea altitudinală.*

Prezența acestei zone pe teritoriul României nu reprezintă expresia firească a zonalității latitudinale, în ciuda faptului că unitatea se află pe câmpii înalte şi podişuri joase, între altitudini la care se manifestă obişnuit această zonalitate, cu atât mai mult cu cât în Europa, această unitate este zonală pe latitudine în provinciile atlantică, subatlantică şi central-europeană, la latitudini comparabile sau mai mari, dar la longitudini mai mici ca ale țării noastre.

Existența acestor fragmente ale zonei nemorale pe teritoriul României este legată de prezența lanțului carpatic, fiind condiționată de influența masivă asupra climatului, în special prin sporirea precipitațiilor (în medie cu 20 – 25 %) față de cantitatea normală pentru silvostepă, care astfel devin suficiente pentru formarea unor păduri nepoienite, tipice pentru zona nemorală şi de soluri forestiere caracteristice (brune, cenuşii, luvisoluri, rendzine sau pseudorendzine).

Conturarea celor trei zone latitudinale nu reprezintă un efect de altitudine întrucât Carpații întrunesc caracteristicile *influenței de vecinătate*,

aspect ce materializează diferenţieri în cadrul asociaţiilor vegetale şi a solurilor din cadrul fiecărei zone.

Astfel în cadrul *zonei de stepă* (Tr. Săvulescu, 1940) se diferenţiază două subzone:

a) *stepa de graminee* (Duriherbosa) constituită din elemente floristice ce alcătuiesc pajiştile de câmpie: Poa pratensis ssp. Augustifolia; Lolium perenne; Festuca valesiaca; Agrupyron repens; Trifolium repens.

b) *stepa cu graminee şi dicotiledonate* (Altiherbosa), cuprinzând speciile stipa, Festuca, iar dintre dicotiledonate: Salvia nutans, Dianthus giganteus, Companula sibirica, Thyruus pannonicus, în genere cu productivitate redusă: 1,5 – 2 t/an/ha.

Pentru *silvostepă* (S. Paşcovschi şi N. Doniţă, 1968) se disting 2 subzone:

a) subzona silvostepei nordice cu păduri de stejar pedunculat (Quercus robur); (Câmpia Transilvaniei) însoţit de: frasin, cireş, carpen, jugastru + arbuşti: corn, scumpie, porumbar;

b) subzona silvostepei sudice cu păduri de stejar brumăriu şi pufos, dezvoltate în condiţii de xericitate mai pronunţată (Podişul Bârladului, Subcarpaţii Buzăului, Dobrogea, grindurile Letea şi Caraorman, Câmpia Găvanu-Burdea, Romanaţi cu ulm, jugastru, păr pădureţ şi arbustiv: corn, scumpie, porumbar.

c) În zona *nemorală* (N. Doniţă, 1963) distingem: a) *subzonă* a pădurilor de stejari mozofili (Q. Robur) şi b) *subzonă* a pădurilor de stejari *submezofili – termofili* (Q. Cerris – cerul şi Q. Frainetto – gârniţa) – fagu (F. Sylvatica var moesica), arţarul tătăresc, ulmul, jugastrul, teiul argintiu); arbustiv: porumbar, cărpinito, mojdreanul, spinul cerbului etc.

Asociaţiile faunistice sunt comune. Dintre mamiferele caracteristice menţionăm în primul rând rozătoarele: popândăul (Citelluscitellus), hârciogul (cricetus cricetus), grivanul cenuşiu, şoarecele de câmp, orbetele; dintre mustelide (dihorul de stepă, dihorul pătat – sud-est), dintre păsări: - acvila de stepă, şorecarul mare, sorecarul încălţat, eretele alb-răpitoare; dropia (Otis tardo), prepelita (Conturnix conturnix), potârnichea, cârsteiul de câmp, ciocârlia; fazanul (pătrunsă prin colonizare); reptile: şerpi, şopârle, vipera de stepă şi o serie de amfibieni (broasca râioasă verde, broasca săpătoare), scolopendra; la acestea se adaugă o gamă variată de miriapode şi lepidoptere (fluturele de sidef, fluturele amiral) coleoptere (cărăbuşul de stepă, gândacul ghebos), fauna acvatică: caras, roşioară, lin, ştiucă, şalău, somn.

Solurile dezvoltate ăe depozite parentale predominant loessoide, nisipoase, argiloase sau depozite aluviale vechi, aparţin în marea lor majoritate clasei *molisolurilor* (soluri bălane, cernoziomuri, cambic,

argiloiluvial, cernoziomoid) şi *argiluvisolurilor* (soluri brun-roşcat, brun argilo-iluvial, luvisol albic).

6.5.2. Etajarea altitudinală

„Coloana vertebrală" a teritoriului României o reprezintă arcul carpatic, ce se constituie cauza unor modificări profunde în fizionomia biopedogeografică a ţării noastre.

Creşterea rapidă a altitudinii provoacă o scădere treptată a căldurii şi o creştere corespunzătoare a precipitaţiilor, ceea ce se concretizează într-o evidentă etajare a vegetaţiei în altitudine sau o *etajare a vegetaţiei*, cu reflexe în asociaţiile de soluri şi faunistice.

De la altitudinile de 300 – 400 m, de unde se face simţită influenţa altitudinii asupra climatului şi până la 1200 – 1400 m, pădurile sunt constituite exclusiv sau cel puţin în parte din specii de foioase, în principal gorun şi fag. Între 1200 – 1400 şi 1600 – 1800 m se găsesc păduri de molid.

La altitudini mai mari, între 1600 – 1800 şi 2000 – 2200 m, vegetaţia este formată din rarişti de arbori, apoi tufărişuri de jneapăn, ienupăr, bujor de munte, iar peste aceste altitudini apar pajiştile scunde şi tufărişuri pitice.

Se conturează astfel 4 etaje de vegetaţie distincte: al pădurilor de foioase, al pădurilor de molid, al tufărişurilor şi rarităţilor şi al pajiştilot scunde şi tufărişuri pitice.

În cadrul acestor etape, în raport de altitudine, orientarea versanţilor şi grad de fragmentare a reliefului, apar modificări în compoziţia unităţilor de vegetaţie şi soluri.

Etajarea altitudinală este reflectată biopedogeografic prin următoarele unităţi şi subunităţi:

a) *Etajul nemoral* (al pădurilor de foioase) definit altimetric între 400 – 1200 m şi cuprinde: 1) subetajul pădurilor de gorun şi de amestec cu gorun; 2) subetajul pădurilor de fag şi de amestec de fag cu răşinoase.

1) *Subetajul pădurilor de gorun*

Gorunetele constituite aproape exclusiv din Q. petraea (nordul Moldovei, Maramureş, nordul Transilvaniei) şi Q. petraea ssp. polycarpa (Oltenia şi sudul Banatului) aparţin ca asociaţie vegetală regiunilor deluroase, dezvoltându-se pe un relief fragmentat şi ocupă toate formele de relief, în afara văilor, între altitudinea de 200 – 300 m şi 600 – 700 m.

În arborete, în afară de gorunii dominanţi se află, în exemplare puţine, fag, frasin, cireş, paltin de câmp, jugastru, tei. Biotopurilor mai umede cu soluri suficient de trofice le este specific şi carpenul, în timp de biotopurilor uscate (Dobrogea, sudul Banatului) sub gorun apare un etaj format din *cărpiniţă* şi majdrean.

Pădurile de amestec ale cvercineelor cu alte foioase (*şleaurile*) şi în special şleaurile cu gorun apar în regiunile deluroase între 200 – 500 m. Areale reprezentative apar în: Podişul Bârladului, Subcarpaţii Moldovei şi de la Curbură, în Dobrogea, în Munţii Banatului, Zarandului, Codru-Moma şi Pădurea Craiului; pe suprafeţe mai restrânse se mai întâlnesc în Piemontul Getic, Podişul Transilvaniei şi nordul Podişului Sucevei.

În mod obişnuit în şleauri se realizează un amestec de 2 – 3 specii de Quercus cu tei şi carpen.

Etajul faunistic al gorunetelor şi *şleaurile* de gorun demonstrează prin *reprezentativitate*, condiţii de viaţă foarte favorabilă, zoocenozele apropiindu-se de parametrii lor maximi de dezvoltare atât sub raport cantitatic cât şi calitativ.

Fidelitate mai mare pentru acest etaj manifestă păsările: ciocănitoarea, şoimul rândunelelor, cucuveaua pitică, alături de care se remarcă turturica (streptopelia turtur), sturzul, mierla, piţigoiul mare, ciuful de pădure, etc.

În vestul Banatului şi vestul Olteniei trăieşte broasca ţestoasă de uscat (Testudo hermanni hermoni). Fauna acvatică este reprezentată prin: clean, mreană, fazanul mic şi raci (Astacus fluviatilis).

Solurile

Etajul gorunetelor este dominat de argiluvisoluri (soluri brun-roşcate şi brun roşcate-luvice, luvisoluri albice) iar pădurile de şleau prezintă şi soluri brune en-mezobazice.

Subetajul pădurilor de fag şi de amestec de fag şi răşinoase

Făgetele ocupă subetajul pădurilor de fag şi de amestec de fag şi răşinoase din etajul nemoral. Ele participă la formarea a trei fâşii distincte din acest subetaj: a făgetelor de mare altitudine; a făgetelor montane; a făgetelor colinare.

Făgetele de mare altitudine şi cele montane se găsesc în zonele munţilor mijlocii şi joşi, primele între altitudinile de 1250 – 1450 (1650) m în Carpaţii Meridionali, celelalte între 600 – 1000 m, dar putând urca şi până la 1250 m (Munţii Apuseni). Făgetele colinare sunt localizate pe dealuri cu altitudini de 400 – 800 m (în nordul ţării între 400 – 600 m, iar în sud între 500 – 800 m).

Structura făgetelor este în general simplă: stratul arborescent este format din Fagus sylvatica var moesica în Munţii Banatului (1000 m) şi Podişul şi Subcarpaţii Getici; în amestec: paltinul, ulmul de munte, frasinul, mesteacănul, plopul tremurător (Populus tremula) – pentru regiuni montane; în regiunile deluroase: Q. petraea asp. Petraea; paltin de câmp, tei, frasin.

Ca şi în pădurile de amestec pe solurile mai umede domină alun, soc roşu, soc negru, precum şi floră de mullcu: Allium, Festuca, Luzula, iar pe soluri acide Vaccinum myrtillus.

Fauna adaptată unor valori termice mai ridicate, cu intensitatea şi durata luminii mai mare, este reprezentată prin piţigoi de munte, muscarul mic, pitulice, iernuca, porumbelul gulerat, ciocănitoarea cu spate alb, ca elemente ale avifaunei; dintre mamifere: şoarecele gulerat, veverița, râsul, pârşul cu coadă scurtă, pârşul de alun, jderul de pădure; fauna acvatică: scobar, clean, mreană.

Solurile: argiluvisoluri, cambisoluri.

b) *Etajul boreal* (al pădurilor de molid) se desfăşoară altitudinal între 1200 – 1700 m (corespunde munților mijlocii), pentru nordul țării, iar în sud 1400 – 1850 m.

Structura relativ simplă, fiind formate aproape exclusiv din molid (Picea abies) asociat cu rare elemente de scoruş, mesteacăn, paltin de munte, ulm de munte şi uneori brad (Abies alba). Reprezentativitatea acestui areal este deosebită în Carpații Orientali (peste 200 km lungime şi 40 – 80 km lățime). În Carpații Meridionali şi Occidentali, arealul molidişurilor este fragmentat în insule şi se prezintă sub forma unor benzi ce înconjoară etajul subalpin.

Fauna este adaptată condițiilor biotice şi abiotice (umezeala şi intensitatea slabă a iluminării, sol puternic acid) ale biotopului, ceea ce fac ca unele specii de animale să fie puternic ataşate condițiilor respective, având populații numeroase şi mai puțin oscilante pe verticală.

Mamiferele sunt reprezentate prin: şoarecele vărgat; *păsări*: cocoşul de munte, negraica, cucuveaua încălțată, piţigoiul de brădet, forfecuța; *reptile*: vipera comună, şopârla de munte, iar dintre amfibieni: tritonul de munte. *Fauna acvatică:* lipan, moioagă, păstrăv, clean.

Solurile reflectă slaba participare a pădurilor de răşinoase la depunerea resturilor organice, deşi cantitatea de materie organică brută este mare, dar calitativ este mai rezistentă la descompunere. Pe de altă parte microflora este săracă şi activitatea ei este mult îngreunată din cauza condițiilor climatice, astfel că descompunerea resturilor organice se realizează foarte lent (solul îmbogățindu-se în materie organică brută), se eliberează puține baze, iar soluțiile din sol capătă reacție pronunțat acidă. Reprezentative sunt astfel spodosolurile (sol brun feniluvial şi podzol) şi umbrisolurile (sol negru acid, andosol, sol humico-silicatic).

c) *Etajul subalpin* (al tufărişurilor şi rariştilor) se desfăşoară între 1600 – 1800 m, cuprinzând 2 subetaje: *al rariştilor* şi *subetajul tufărişurilor.*

Tufărişurile subalpine sunt reprezentate în Carpaţii Româneşti îndeosebi de jneapăn, ienupăr, anin verde şi smârdar. Suprafeţe destul de mari sunt acoperite cu tufărişuri derivate, formate din afin.

Tufărişurile de jneapăn constituie formaţiunea zonală principală a etajului subalpin. În partea inferioară a etajului formaţiunea poate să apară în complex cu rariştile subalpine de molid, larice sau zimbru; în partea centrală se întâlneşte fără amestec de arbori, iar în partea superioară a etajului este treptat înlocuită de tufărişurile de smârdar, localizându-se în special pe versanţii însoriţi.

Datorită defrişărilor, tufărişurile de jneapăn ocupă azi suprafeţe restrânse, apărând sub formă de pâlcuri în locurile stâncoase, pe versanţii abrupţi, adică în locurile nefavorabile pentru păşunat. În Carpaţii Orientali şi Munţii Apuseni ele se întâlnesc între 1450 şi 1900 m altitudine, iar în Carpaţii Meridionali, 1700 – 2300. În mlaştini şi văi umbroase pot coborî şi la altitudini mai mici (până la 1000 m), iar în munţii înalţi ocupă adesea în întregime căldările glaciare, grohotişurile şi vechile morene.

Ca specii, tufărişurile de jneapăn sunt dominate exclusiv de jneapăn (*Pinus mugo*), care formează stratul superior înalt de 1,5 – 2 m. În stratul ierbos apar specii puţine, între care menţionăm: *Gentiana punctata, Oxalis acetosella, Luzula sylvatica şi Vaccinium myrtillus.* Apare apoi un strat bine individualizat de muşchi.

Tufărişurile de ienupăr apar în arealul jnepenişurilor (Juniperus communis), localizându-se la partea inferioară a etajului subalpin, în cuprinsul rariştilor cu arbori sau la obârşia văilor. Preferând rocile acide, ienupărul se remarcă pe toate formele de relief, între 1450 – 1700 m pe versanţii nordici şi 1700 – 2000 m pe cei sudici ai Carpaţilor, exceptând văile, căldările glaciare şi versanţii în permanenţă umezi.

Tufărişurile de anin verde (Alnus viridis) ocupă versanţii cu pante repezi şi cu umezeală mai ridicată, astfel că în lungul pâraielor şi torenţilor se amestecă cu jnepenişurile şi ienuperişurile. Aninul verde formează de obicei grupări monospecifice şi numai pe alocuri se mai pot întâlni sălcii pitice, ienupărul pitic şi mult mai rar molidul.

Tufărişurile de smârdar sunt localizate în jumătatea superioară a etajului subalpin între 1800 – 2000 m (versanţii nordici) şi 2000 – 2200 m (versanţii sudici) ai Carpaţilor unde pot fi considerate zonal. Pe versanţii nordici ele sunt localizate în jumătatea inferioară a etajului subalpin, iar pe cei sudici în jumătatea inferioară a etajului alpin. Se dezvoltă pe versanţii care în timpul iernii sunt acoperiţi cu zăpadă, unde rezistă temperaturilor scăzute. Tufărişul este scund 30 – 40 m înălţime, acoperind complet solul şi de regulă este dominat de smârdan (Rhododendron kotschyi) uneori pot

deveni codominante cu afinul şi unele elemente ale pajiştilor alpine (F. ovina.

d) *Etajul alpin* (al pajiştilor scunde şi tufărişurilor pitice)

Pajiştile alpine reprezentând formaţia zonală a etajului alpin, localizat în golurile de munte deasupra limitei superioare a vegetaţiei arborescente pot să îşi extindă arealul şi în etajul subalpin, pe locul tufărişurilor şi rariştilor defrişate. Limita inferioară a răspândirii lor zonale, care este totodată şi limita superioară a etajului subalpin se află la 2000 – 2200 m. Areal larg de răspândire prezintă Carpaţii Meridionali (Bucegi, Făgăraş, Parâng, Cibin, Retezat, Godeanu, etc), în timp ce în Carpaţii Orientali pajiştile alpine se întâlnesc doar în Munţii Rodnei şi Munţii Călimani.

Pajiştile alpine sunt alcătuite din asociaţii de ierburi scunde, adaptate la frig şi uscăciune, vânturi puternice. Speciile edificatoare ale acestor complexe sunt: Corex, Juncus, Agrostis rupestris, Festuca ovina, Primula, Campanula alpina, alături de afin, merişor, salcia ierboasă şi o mare varietate de licheni.

Faunistic, etajele alpin şi subalpin se remarcă prin numărul redus al speciilor, fapt explicabil prin condiţiile vitrege de viaţă (temperaturi scăzute, oscilaţii mari de temperatură la suprafaţa solului şi în aer, zăpezi mari, ierni lungi, vânturi puternice, umiditate în general foarte ridicată, pe fondul unei nebulozităţi semipermanente a mediului alpin. În consecinţă animalele ce trăiesc aici prezintă o serie de adaptări ca ovoviviparitatea (reptile), melanismul, prin care înmagazinează căldură mai multă (artopode şi reptile), micşorarea taliei-nanism (gasteropode), reducerea aripilor sau dimportivă dezvoltarea lor viguroasă pentru a rezista vânturilor puternice (păsări şi insecte), corpul acoperit cu o blană deasă şi pâsloasă (mamifere). Reprezentative ca specii sunt: capra neagră, şoarecele de zăpadă, chiţcanul de munte, fâsa de munte, brumărita de munte, şopârla de munte, la care se adaugă câteva specii de heteroptere, coleoptere şi lepidoptere.

Solurile. Climatul mai rece imprimă procesului pedogenetic aspecte particulare prin faptul că procesul de argilizare este frânat de temperaturilor joase, care favorizează în schimb fenomenele de distrucţie a mineralelor primare, iar precipitaţiile abundente crează un puternic curent descendent de apă care înlătură o bună parte din compuşii rezultaţi. Pe de altă parte, clima rece şi umedă face ca materialul organic să fie doar parţial descompus de microorganisme, circuitul biologic fiind foarte lent din cauza blocării prelungite a substanţelor în microorizonturile superficiale de humus brut sau turbos. În aceste condiţii, acidifierea este de regulă intensă, rezultând soluri oligobazice şi oligomezobazice, mai rar eu-mezobazice (pe roci cu componente bazice). Reprezentative sunt solurile din clasa spodosolurilor şi

umbrisolurilor: sol brun feriiluvial, podzol; sol negru acid, audosol, sol brunico-silicatic.

6.5.3. Aspecte ale intrazonalității în regionarea biopedogeografică a teritoriului României

Intrazonalitatea reprezintă un reflex al interferenței factorului orografic, climatic, hidro şi hidrogeografic, interferență căreia se alătură din ce în ce mai pregnant şi factorul antropic. Particularitatea fenomenului de intrazonalitate în *asociațiile vegetale* este materializată în existența următoarelor asociații (vegetale): de stâncărie, de grohotişuri, de izvoare şi pâraie de munte, de mlaştini oligotrofe şi eutrofe, de luncă, de terenuri salinizate, de nisipuri.

Faunistic, fenomenul este reprezentativ în cadrul asociațiilor sau elementelor endemice; endemismul este pronunțat în regiunea montană şi destul de puțin evidențiat în regiunea de deal şi podiş sau în câmpie.

În învelişul pedogeografic, intrazonalitatea este reflectată în clasele de soluri: hidromorfe, halomorfe, vertisoluri neevoluate, trunchiate sau desfundate.

a) *Vegetația de stâncărie, grohotişuri şi bolovănişuri* reprezentată prin specii saxicole exprimă în compoziția floristică raportul cu natura rocii, gradul ei de fisurare, expoziția şi înclinarea versanților, altitudinea acestora şi poziția geografică stâncăriile calcaroase cu Saxifraga, Carex; grohotişurile silicioase – Oxyria.

b) *Vegetația psamofilă* prezentă în Delta Dunării, litoral, Câmpia Română. Câmpia Banato-Crişană şi Dealul Braşov: Festuca cinerea ssp. arenicola, carex, Ephedra, Artemisia, Convualvulus persicus.

c) Vegetația halofilă – Festuca pseudovina, Salicornia herbaceea, Artemisia maritima.

d) Mlaştinile: *eutrofe* (balme) – specii hidrofile sau higrofile: Juncus, Carex; Salix, Alnus, Betula, Populus; *oligotrofe* (tinsave) – Sphagrum ce exprimă sărăcirea în substanțe nutritive; *mezotrofe* – tip de tranziție între 1 şi 2, care adesea se remarcă ca un proces evolutiv de la sfagnetizarea unor mlaştini eurotrofe, ajungându-se la faza de mlaştină mezotrofă, care la rândul ei poate evolua spre mlaştină oligotrofă-

e) *Vegetația segetală şi ruderală: vegetație sagetală* – însoțeşte culturile agricole, deosebindu-se două categorii de comunități, după natura culturilor: plante păioase: Adonis, Nigella; plante prăşitoare: Convolvulus, Setaria; *vegetație ruderală* – însoțeşte aşezările omeneşti cuprinzând foarte multe comunități: Polygorum aviculare, Poa annua, Trifolium.

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ ŞI ORIENTATIVĂ

1. **Airinei, Şt.** (1977), *Geofizica pentru geologi*, Editura Tehnică, Bucureşti.
2. **Airinei, Şt.** (1979), *Teritoriul României şi tectonica plăcilor*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti
3. **Anghel, Gh. Doniţă, N.** (1980), *Etajarea vegetaţiei lemnoase şi ierboase în teritoriul carpatic*, S.C.C.P., Măgurele-Braşov, Braşov, 1980.
4. **Băcăuanu, V.** (1968), *Câmpia Moldovei*, Editura Academiei, Bucureşti.
5. **Badea, L.** (1967), *Subcarpaţii dintre Cerna Oltetului şi Gilort*, Editura Academiei, Bucureşti.
6. **Badea, L.** (1974), *Influences des mouvements néotectoniques pléistocenes sur le modelé du relief de la Roumanie (Méthodes géomorphologiques de recherche)*, RRGGG, Géogr., 18, 1.
7. **Badea, L.** şi colab. (1981), *Valea Cernei*, Editura Academiei, Bucureşti.
8. **Balint, Iolanda, Raboca, N.** (1969), *Contribuţii la studiul influenţei reliefului de terasă în pedogeneză, pe terasele Someşului Mic şi Someşului Mare*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr., fasc. 1.
9. **Balintoni, I.** (1997), *Geotehnica terenurilor metamorfice din România*, Ed. Carpatica, Cluj-Napoca.
10. **Bălteanu, D.** (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie. Aplicaţii la subcarpaţii Buzăului*, Editura Academiei, Bucureşti.
11. **Băncilă, I.** (1967), *Raionarea tectonică a teritoriului R.S.România*, Com. Geol., IV., SS Geol.
12. **Barbu, N.** (1976), *Obcinele Bucovinei*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
13. **Beldie, Al.** (1967), *Flora României*, Editura Academiei, Bucureşti.
14. **Berindei, I.** (1958), *Relieful structural din bazinul văii Leghia*, St. Univ. „Babeş-Bolyai", Ser. geol.-geogr., fasc.1.
15. **Berindei, I.** (1977), *Ţara Beiuşului*, în vol. Câmpia Crişurilor, Crişul Repede, Ţara Beiuşului, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
16. **Bleahu, M.** (1974), *Morfologie carstică. Condiţionarea geologică şi geografică a procesului de carstificare*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
17. **Bleahu, M.** (1989), *Tectonica globală*, vo. I-II, Editura Ştiinţifică şi enciclopedică, Bucureşti.
18. **Bogdan Octavia** (2000), *Riscurile climatice din România*, Editura Academiei, Bucureşti.
19. **Bogdan, Octavia** (1980), *Criterii de bază în definirea topoclimatelor*, Studii şi cercetări de Geofizică, Geologie, Geografie, Seria Geografie, t. xxx, Bucureşti.
20. **Boşcoiu, N.** (1971), *Flora şi vegetaţia Munţilor Ţarcu, Godeanu şi Cernei*, Editura Academiei, Bucureşti.
21. **Botezatu, R.** (1982), *Modele geofizice ale alcătuirii geologice a României*, Editura Academiei, Bucureşti.
22. **Brânduş, C.** (1981), *Subcarpaţii Tazlăului*, Editura Academiei, Bucureşti.
23. **Breier, Ariadna** (1976), *Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre. Studiu hidrogeografic*, Editura Academiei, Bucureşti.
24. **Buta, I., Iacob Ersilia, Săndulescu, Al.** (1970), *Rezervele de apă din Câmpia Transilvaniei şi posibilităţi de completare*, Studia Univ. „Babeş-Bolyai", ser. Geogr., fasc. 1.

25. **Buz, V.** (1980), *Munţii Codru-Moma,* Studiu fizico-geografic, Rezumatul tezei de doctorat, Cluj-Napoca.
26. **Călinescu, Maria** (1958), *Câteva consideraţii asupra alunecărilor de teren din sud-estul Câmpiei Transilvaniei, Valea Luduşului şi Valea Comlodului,* Natura, an. X, nr. 4, pag. 45-54.
27. **Călinescu, Maria, Sorocovschi, V., Maier, A.** (1971), *Apele freatice din bazinul Fizeşului,* St. Şt. Şi cerc. Geol., Geof., Geogr., ser. Geogr., tom XVIII, nr. 1, Bucureşti.
28. **Călinescu, R.** (1969), *Biogeografia României,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
29. **Cârciumaru, M.** (1980), *Mediul geografic în pleistocenul superior şi culturile paleolitice din România,* Editura Academiei, Bucureşti.
30. **Chiţu, C.** (1975), *Relieful şi solurile României,* Editura Scrisul Românesc, Craiova.
31. **Cioacă, A.** (1999), *Munţii Perşani. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.
32. **Ciocârdel R., Popp N.,** (1967), *Mouvements verticaus récents reflétés dans la géomorphologie du territoire de la Roumanie,* Assoc. Géol. Carp.-Balk., VIIIe Congr., Belgrad.
33. **Ciocârdel R., Socolescu, M.** (1969), *L'evolution de l'écorce terrestre en Roumanie,* Rev. Roum, de Géol., Géophys., Géogr., Ser. Géophys., tom 13, nr. 1.
34. **Ciocârdel, R., Popescu, M.** (1965), *Tendances actuelles de mouvement de l'écorce terrestre en Roumanie,* Rev. Roum de Géol. Géophys. Et. Géophzs., tom. 9, nr. 2.
35. **Ciupagea D.,** Păucă M., Ichim, Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei,* Editura Academiei, Bucureşti.
36. **Cocean, P.** (1979), *Întâlniri cu peştera,* Editura Dacia, Cluj-Napoca.
37. **Cocean, P.** (1984), *Potenţialul economic al carstului din Munţii Apuseni,* Editura Academiei, Bucureşti.
38. **Cocean, P.** (1988), *Chei şi defilee din Munţii Apuseni,* Editura Academiei, Bucureşti.
39. **Cocean, P.** (1995), *Peşterile României. Potenţialul turistic,* Editura Dacia, Cluj-Napoca, 1995.
40. **Cocean, P.** (2000), *Munţii Apuseni. Procese şi forme carstice,* Editura Academiei Române, Bucureşti.
41. **Coteţ, P.** (1973), *Geomorfologia României,* Editura Tehnică, Bucureşti.
42. **Diaconu, C.** (1971), *Probleme ale scurgerii de aluviuni a râurilor României,* Studii de hidrologie, XXXI, Bucureşti.
43. **Diaconu, C.** (1988), *Râurile de la inundaţie la secetă,* Editura Tehnică, Bucureşti.
44. **Dimitrie, R.** (1967), *Păsările din Carpaţi,* Editura Academiei, Bucureşti.
45. **Dinu, Mihaela** (1999), *Subcarpaţii dintre Topolog şi Bistriţa Vâlcii. Studiul proceselor actuale de modelare a versanţilor,* Editura Academiei, Bucureşti.
46. **Donisă, I.** (1968), *Geomorfologia văii Bistriţei,* Editura Academiei, Bucureşti.
47. **Drăgan, J., Airinei, Şt.** (1993), *Geoclima şi Istoria,* Editura Europa Nova, Bucureşti.
48. **Enculescu, P.** (1924), *Zonele de vegetaţie lemnoasă din România, în raport cu condiţiile orohidrografice, climaterice, de sol şi de subsol,* Mem. I.G.R., I, Bucureşti.
49. **Florea M. N.** (1979), *Alunecări de teren şi taluze,* Editura Tehnică, Bucureşti, Rev. Roum de géol., géophys., géogr., tom 14, nr. 1.

BCU CENTRALA ETSY LIBRARY

50. **Florea, N., Munteanu, I.** şi colab. (2000), *Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor SRTS – 2000,* Ed. Academiei de Ştiinţe Agricole şi Silvice „Gh. Ionescu Şişeşti", Bucureşti.
51. **Gârbacea, V.** (1956), *Piemontul Călimanilor,* St. Cerc. Geol.-Geogr., Acad. R.P.R., Filiana Cluj, VII, 1-4.
52. **Gârbacea, V.** (1957), *Dealurile Bistriţei. Studiu geomorfologic,* Autoreferat, Cluj.
53. **Gârbacea, V.** (1960), *Consideraţii cu privire la evoluţia reţelei hidrografice în partea de nord-est a Podişului Transilvaniei. Dealurile Bistriţei,* Studia Univ. „Babeş-Bolyai", ser. geol.-geogr.. fasc. 1, Cluj-Napoca.
54. **Gârbacea, V.** (1964), *Alunecările de teren de la Saschiz (Podişul Hârtibaciului),* Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, Ser. geol.-geogr., tom VIII, fasc. 1.
55. **Gârbacea, V.** (1979), *Glacisul submontan al Gurghiului,* St. Cerc. Geol., Geofiz., Geogr., seria Geogr., tom. XXVI, p. 13-16, Bucureşti.
56. **Gârbacea, V., Grecu Florina** (1986), *Dealurile Roandolei. Caracterizare geomorfologică,* Memoriile secţiilor ştiinţifice, Academia R.S. România, seria IV, tom. VII, nr. 1.
57. **Gârbacea, V., Mac, I., Hajdu, Cs.** (1991), *Podişul Vânători. Studiu geomorfologic,* Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Geogr. An, XXXV, nr. 2, pag. 16.
58. **Gâştescu, P.** (1971), *Lacurile din România,* Editura Academiei, Bucureşti.
59. **Gâştescu, P.** (1990), *Hidrologia,* Editura Roza Vânturilor, Târgovişte.
60. **Givulescu, R.** (1957), *Flora pliocenă de la Cornitel,* Editura Academiei RPR, Bucureşti.
61. **Givulescu, R.** (1997), *Istoria pădurilor fosile din Terţiarul Transilvaniei,* Editura Carpatica, Cluj-Napoca.
62. **Grecu, Florina** (1985), *Probleme ale formării şi evoluţiei reţelei hidrografice din Depresiunea Transilvaniei,* Mem. Secţ. Şt. Acad. R.S. României, ser. IV, tom VI, nr. 2.
63. **Grecu, Florina** (1992), *Podişul Hârtibaciului. Elemente de morfohidrografie,* Editura Academiei, Bucureşti.
64. **Grigore, M.** (1981), *Munţii Semenic. Potenţialul reliefului,* Editura Academiei, Bucureşti.
65. **Grumăzescu, Cornelia** (1975), *Depresiunea Haţegului.* Studiu geomorfologic, Editura Academiei, Bucureşti.
66. **Grumăzescu, H.** (1970), *Relieful regiunii subcarpatice dintre Câlnău şi Suşita,* Editura Academiei, Bucureşti.
67. **Horhoi, E.** (2001), *Calitatea mediului înconjurător în culoarul Târnavei Mari,* Editura Logos 1994, Oradea.
68. **Iancu, M., Stănescu, S.** (1960), *Limita fizico-geografică dintre Carpaţii Orientali şi Carpaţii Meridionali.* Natura – geogr., geol. XII, 4.
69. **Iancu, Silvia** (1970), *Munţii Parâng.* Rezumatul tezei de doctorat, Bucureşti.
70. **Ianovici, V.** şi colab. (1976), *Geologia Munţilor Apuseni,* Editura Academiei, Bucureşti.
71. **Ichim, I.** (1979), *Munţii Stânişoara. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.
72. **Ichim, I.** (1980), *Probleme ale cercetării periglaciarului din România,* st. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie, tom XXVII, nr. 1.
73. **Ichim, I., Rădoane, N., Maria Rădoane, Grasu, C., Crina Miclăuş** (1998), *Dinamica sedimentelor. Aplicaţie la râul Putna-Vrancea,* Editura Tehnicp, Bucureşti.

74. **Idu, D.** (1999), *Om şi natură în Carpaţii Maramureşului şi Bucovinei,* Ed. Napoca Star, Cluj-Napoca.
75. **Ielenicz, M.** (1970), *Alunecările de teren din ţara noastră,* Terra, an II (XXII), nr. 1.
76. **Ielenicz, M.** (1984), *Munţii Ciucaş-Buzău. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei Române, Bucureşti.
77. **Ionesi, L.** (1971), *Flişul paleogen din bazinul Văii Moldovei,* Editura Academiei, Bucureşti.
78. **Irimuş, I. A.** (1993), *Morfologia domului Bogata de Mureş,* Studia Univ. „Babeş-Bolyai", ser. Geogr., fasc. 1.
79. **Irimuş, I. A.** (1993), *Raporturi morfostructurale-morfosculpturale în perimetrul domului Copşa Mică,* Studia Univ. „Babeş-Bolyai", ser. Geogr., fasc. 2.
80. **Irimuş, I. A.** (1995), *Morfologia domului Corunca,* Studia Univ. „Babeş-Bolyai", ser. Geogr., anul XL, fasc.1-2, p. 47.
81. **Irimuş, I. A.** (1996), *Cartografiere geomorfologică,* Editura „Focul viu", Cluj-Napoca.
82. **Irimuş, I. A.** (1998), *Reliefuł pe domuri şi cute diapire în Depresiunea Transilvaniei,* Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
83. **Irimuş, I. A.** (1996), *La corrélation des glissements de terrain avec les types de domes périphétiques dans le Bassin de Transylvanie,* Geogr. Fis. e Din. Quaternaria, vol. 19, p. 145-248, Torino.
84. **Irimuş, I.A., Mac, I.** (1997), *Les effets différenciés des structures des domes dans la morphologie de la Dépression de la Transylvanie, Résumés,* Quatrieme Conférence Internationale de Géomorphologie, Bologna, 28 VIII – 3 IX 1997, Italia, pag. 123.
85. **Irimuş, I.A., Zemianschi, Sanda** (1992), *Observaţii asupra fenomenelor geomorfologice de risc în sectorul căii ferate Salva-Vişeu,* Analele Universităţii din Oradea.
86. **Jakab, D.** (1998), *Geologia Masivului alcalin de la Ditrău,* Ed. Pallas – Akadémia, Miercurea Ciuc.
87. **Jakab, S.** (1977), *Procese de modelare ale versanţilor şi formaţiuni cuaternare în nord-estul Podişului Târnavelor,* Teza de doctorat, Universitatea Bucureşti.
88. **Jakab, S., Sipoş, Z.** (1967), *Profilul de soluri fosile de la Târgu-Mureş,* Lucr. Conf. Naţ. de Ştiinţa Solului, Eforie.
89. **Josan, N.** (1979), *Dealurile Târnavei Mici Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.
90. **Mac I., Irimuş I.A., Râpeanu Mirela,** (1996), *Les glissements de terrain de Sălicea et d'Aiton,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Ser. Geogr., anul XLI, p. 19.
91. **Mac I., Irimuş I.A., Zemianschi Sanda,** (1995), *Pretabilitatea reliefului pentru amenajările urbane în zona Turda,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Ser. Geogr., anul XL, fasc. 1-2, p. 24.
92. **Mac I., Surdeanu V., Olaru Ghizela, Irimuş I.A., Zemianschi Sanda,** (1993), *Relations between the Morphometric Features of Măhăceni Tableland and the Production of the Sediments,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Ser. Geogr., anul XXXVIII, fasc. 2, p. 3.
93. **Mac, I.** (1969), *Particularităţile degradării unei suprafeţe de eroziune de vârstă pliocenă printr-un proces de pedimentaţie periglaciară,* St. şi cerc. geol., geof., geogr., Ser. geografie, tom XVI, nr. 2, Bucureşti.
94. **Mac, I.** (1971), *The Valley Pediments,* Rev. Roum. Géol., Géophys, Géogr., sér. Géogr., tom. 15, nr. 1, p. 25-32, Bucureşti.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

95. **Mac, I.** (1972), *Subcarpaţii transilvăneni dintre Mureş şi Olt*, Ed. Academiei R.S.R., Bucureşti.
96. **Mac, I.** (1973), *Les problemes des piemonts sur le versant de l'ouest de montagnes Călimani – Gurghiu – Harghita,* fascicula *Piemonturile* – curs litografiat, Universitatea Bucureşti.
97. **Mac, I.** (1978), *Aspects de morphologie structurale dans la Dépression de Transylvanie,* Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie, tom 22, nr. 1, Bucureşti.
98. **Mac, I.** (1978), *Relaţii morfostructurale în Valea Târnavei Mici,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Cluj, Ser. Geol.-Geogr., nr. 1.
99. **Mac, I.** (1980), *Modelarea diferenţiată şi continuă a versanţilor din Depresiunea Transilvaniei*, Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Cluj, Ser. Geol.-Geogr., an XXV, nr. 2.
100. **Mac, I.** (1987), *Genese et évolution du relief sur des formations éocenes du domaine Carpatique,* The eocene from the Transylvanian Basin, p. 323-326.
101. **Mac, I.** (1989), *La signification géomorphologique des formations oligocenes du nord et du nord ouest du plateau du Someş,* The Oligocene from the Transylvanian Basin, p. 487-492, Cluj-Napoca.
102. **Mac, I.** (1994), *Processes, Formations and Quaternary Morphoclimatic Stages on the Hilly Regions of Romania,* Rev. Roum. Géogr., tom. 38, p. 21-31, Bucureşti.
103. **Mac, I.** (1994), *Suprafeţele de nivelare din zona de bordură a Carpaţilor cu Depresiunea Transilvaniei,* Comunicare susţinută în cadrul Colocviului de Geografie, Visegrad, Ungaria.
104. **Mac, I. Herşcovici O.** (1970), *Depresiunea Cristuru Secuiesc*, Lucr. ştiinţ. ale cadrelor didactice, Seria Geografie, vol. II, pg. 47.
105. **Mac, I. Herşcovici O.** (1970), *Reflexii asupra evoluţiei versanţilor din Transilvania prin procese de pedimentaţie pleistocene*, Lucrările ştiinţifice ale cadrelor didactice, Seria Geografie, vol. II.
106. **Mac, I. Irimuş I.A.** (1991), *Zone susceptibile fenomenelor geomorfologice de risc în sectorul căii ferate Apahida - Câmpia Turzii,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Ser. Geographia, fasc. 1.
107. **Mac, I. Irimuş I.A.** (1997), *The evolution of the riverbeds in conditions of tectonic basin situated on a platform morphostructure: the Transylvanian Depression,* Abstracts, Fourth International Conference on Geomorphology, Bologna, 28 VIII - 3 IX 1997, Italia, pg. 257.
108. **Mac, I. Raboca N.**, (1965), *Relieful structural din ValeaBatinului*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., seria geografie, tom. XII, nr. 2.
109. **Mac, I., Raboca N.** (1965), *Relieful structural din ValeaBatinului*, St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., seria geografie, tom. XII, nr. 2.
110. **Mac, I., Sorocovschi V.,** (1978), *Relaţii morfohidrodinamice în Depresiunea Transilvaniei*, Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Geol.-Geogr., nr. 2.
111. **Mac, I., Sorocovschi, V.,** (1978), *Relaţii morfohidrodinamice în Depresiunea Transilvaniei*, Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Geol.-Geogr., nr. 2.
112. **Macarovici, N.** (1963), *Unele observaţii în legătură cu problema glaciaţiei cuaternare din Carpaţii Orientali,* Natura, nr. 4.
113. **Martonne, Emm. de** (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*, Rev.-geogr., an II, Paris.
114. **Mészáros N.** (1991), *Marine Deposits in the Continental Deposits of the Jibou Formation,* The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Cluj-Napoca.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

115.**Mészáros N.** (1991), *Nannofossil zones in the Paleogene and Miocene deposits of the Transylvanian Basin,* Nannoplankton research, p. 87-92, Hodonin.
116.**Mészáros N.** (1991), *Nannoplankton Zones in the Volcanic Tuffs of the Transylvanian Basin (Miocene),* The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, Cluj-Napoca.
117.**Mészáros N.** (1992), *Nannoplankton zones in the Paleogene and Neogene deposits of the Transylvanian Basin,* Abstract 29-th Int. Geol. Congr., vol. 2, 13, (6111) Kyoto.
118.**Mészáros N.** (1993), *Transylvanian Basin Lithostratigraphic Synopsis.* Shell Romania Exploration B.V. Haga.
119.**Mészáros N., Filipescu S.** (1991), *Le nannoplankton du complex du tuf de Dej,* The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, p. 79-81, Cluj-Napoca.
120.**Mészáros N., Filipescu S.** (1991), *Le nannoplankton du complex du tuf de Dej,* The volcanic tuffs from the Transylvanian Basin, p. 79-81, Cluj-Napoca.
121.**Mészáros N., Mac I.** (1995), *Paleogeografia României, curs litografiat,* Univ. "Babeş-Bolyai", Facultatea Geografie, Cluj-Napoca.
122.**Mészáros N., Mac I.** (1995), *Paleogeografia României, curs litografiat,* Univ. "Babeş-Bolyai", Facultatea Geografie, Cluj-Napoca.
123.**Mészáros N., Mac I., Zemianschi Sanda,** (1991), *The Paleogeographic and Geomorphologic Evolution of Romania During the Paleogene,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", nr.1.
124.**Micalevich Velcea Valeria** (1961), *Masivul Bucegi – Studiu geomorfologic,* Editura Acedemiei, Bucureşti.
125.**Micalevich Velcea Valeria** (2001), *Geografia fizică a României,* Editura Universităţii „Lucian Blaga", Sibiu.
126.**Mihai, Elena** (1975), *Depresiunea Braşov. Studiu climatic,* Editura Academiei, Bucureşti.
127.**Mihăilescu, V.** (1969), *România. Geografie fizică,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
128.**Morariu T.** (1958), *Raionarea fizico-geografică a Câmpiei Transilvaniei,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr., tom. III, nr. 5, seria II, fasc. 1.
129.**Morariu T.** (1974), *Le ecosysteme des glissements de terrain en Roumanie,* Rev. roum. de géol., géophys., géogr., sér. géogr., tom. 18, nr. 1.
130.**Morariu T., Călinescu Maria,** (1965), *Câteva consideraţiuni asupra proceselor de pantă din bazinele Târnavelor,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", fasc. 1, Cluj.
131.**Morariu T., Gârbacea V.** (1967), *Processus d'évolution des versants en Roumanie, L'évolution des versants,* Liege, vol. 40.
132.**Morariu T., Gârbacea V.** (1960), *Terasele râurilor din Transilvania,* Com. Acad. R.P.R., vol. X, nr. 6.
133.**Morariu T., Gârbacea V.** (1966), *Quelques observations au sujet des processus de versant de la Dépression de Transylvanie,* Rev. roum. de géol., géophys., géogr., ser. géogr., tom. 10, nr.2.
134.**Morariu T., Gârbacea V.** (1968), *Déplacements massifs de terrain de type glimée en Roumanie,* Rev. roum. de géol., géophys., géogr., sér. géogr., nr. 1-2, tom. 12.
135.**Morariu T., Gârbacea V.** (1968), *Studii asupra proceselor de versant din Depresiunea Transilvaniei,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr., fasc.1.
136.**Morariu T., Gârbacea V., Călinescu Maria,** (1965), *Alunecările de teren de la Boziaş (Câmpia Transilvaniei),* Comunicări de geografie, vol. III.
137.**Morariu T., Velcea Valeria** (1971), *Principii şi metode de cercetare în geografia fizică,* Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.
138.**Morariu, T.** (1979), *Les unités geomorphologiques des Monts Apuseni,* Rev. Roum. de Géol., Géophys., et Géogr., Tom 23, Editura Academiei, Bucureşti.

139.**Morariu, T., Donisă, I.** (1968), *Terasele fluviale din România.* Studii şi cercetări geografice, nr. 1, Bucureşti.
140.**Mutihac V., Ionesi L.,** (1974), *Geologia României,* Edit. Tehnică, Bucureşti.
141.**Mutihac, V.** (1970), *Evoluţia zonei central carpatice în orogeneza alpină,* Studii şi cercetări de Geologie, Geofizică, Geografie, Seria Geologie, vol. XV/2, Bucureşti.
142.**Mutihac, V., Ionesi, L.** (1974), *Geologia României,* Editura Tehnică, Bucureşti.
143.**Naum, Tr.** (1969), *Ţara Dornelor,* Rezumatul tezei de doctorat, Bucureşti.
144.**Niculescu, Gh.** (1965), *Munţii Godeanu. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.
145.**Niculescu, Gh.** şi colab. (1961), *Contribuţii la studiul microreliefului crionival din zona înaltă a Munţilor Retezat-Godeanu-Ţarcu şi Făgăraş-Iezu,* Probleme de Geografie, VIII.
146.**Nimigeanu, Gh.** (1972), *Munţii Vîlcanului,* Editura Academiei Române, Bucureşti.
147.**Oancea C.,** (1972), *Contribuţii la cunoaşterea corelaţiei dintre sol, roca şi relief în Podişul Târnavelor,* Anal. ISCIP, Bucureşti.
148.**Oncu, M.** (2000), *Culoarul Mureşului* (sectorul Deva-Zau). *Studiu geoecologic,* Ed. „Focul viu", Cluj-Napoca.
149.**Orghidan, N.** (1969), *Văile transversale din România,* Editura Academiei, Bucureşti.
150.**Pandi, G.** (1997), *Concepţia energetică a formării şi transportului aluviunilor ăn suspensie. Aplicaţie în NV României,* Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
151.**Petrea, Rodica** (1998), *Dimensiunea geomorfologică în dezvoltarea şi estetica urbană a oraşelor mici din Dealurile de Vest* (sectorul dintre Barcău – Crişul Negru), Editura Universităţii din Oradea, Oradea.
152.**Petrea, Rodica** (2001), *Pedogeografie,* Editura Universităţii din Oradea, Oradea.
153.**Petrescu I.** (1990), *Perioadele glaciare ale pământului,* Edit. Tehnică, Bucureşti.
154.**Petrescu, I.** (1990), *Perioadele glaciare ale Pământului,* Editura Tehnică, Bucureşti.
155.**Pişotă, I.** (1971), *Lacurile glaciare din Carpaţii Meridionali,* Editura Academiei, Bucureşti.
156.**Pop E.** (1932), *Contribuţii la istoria vegetaţiei cuaternare din Transilvaniei,* Bul. Grad. Bot. Cluj, 12, 1-2.
157.**Pop E.** (1960), *Mlaştinile de turbă din R.P.România,* Edit. Academiei, Bucureşti.
158.**Pop Gh.** (1966), *Influenţa structurilor şi mişcărilor neotectonice asupra genezei bazinelor lacustre din Câmpia Transilvaniei,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr., fasc. 2.
159.**Pop Gh.** (1972), *La dynamique et évolution du paléoclimat paléogene de l'éspace Carpato-Transylvain,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geogr., an XVII, fasc. 1.
160.**Pop, E.** (1960), *Mlaştinile de turbă din Republica Populară Română,* Editura Academiei, Bucureşti.
161.**Pop, Gh.** (1957), *Contribuţii la determinarea vârstei şi a condiţiilor morfoclimatice în geneza suprafeţei de eroziune Mărişel din Munţii Gilău – Muntele Mare,* Studii şi cercetări geologice-geografice, an VIII, nr. 3-4, Cluj.
162.**Pop, Gh.** (1963), *Importance of the genesis of some levelled surfaces in the Apuseni Mountains,* Rev. Roum. de Géol., Géophys., et Géogr., tom 8, Editura Academiei, Bucureşti.
163.**Pop, Gr.** (1996), *România. Geografie hidroenergetică,* Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
164.**Pop, Gr.** (2000), *Carpaţii şi Subcarpaţii României,* Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

165.**Pop, Gr.** (2001), *Depresiunea Transilvaniei,* Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
166.**Popescu Dida,** (1973), *Depresiunile din România,* Realizări în geogr. României, Ed. ştiinţ., Bucureşti.
167.**Popescu N.** (1972), *Relieful zonei de contact dintre Depresiunea Făgăraşului şi Podişul Hârtibaciu,* Anal. Univ. Bucureşti, Geografie, an XXI.
168.**Popescu N.** (1990), *Ţara Făgăraşului,* Studiu geomorfologic, Edit. Academiei, Bucureşti.
169.**Popescu, Argeşel I.** (1977), *Munţii Trascăului. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.
170.**Popescu, N.** (1990), *Depresiunea Făgăraşului. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.
171.**Popp, N.** (1939), *Subcarpaţii dintre Dâmboviţa şi Prahova,* Bucureşti.
172.**Posea Aurora** (1977), *Bazinul Crişul Repede,* Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
173. **Posea Gr.** (1961), *Profil periglaciar la Floreşti,* Com. Acad. R.P.R., tom.XI, nr.1.
174.**Posea Gr.** (1968), *Sur la presence des glacis en Roumanie,* Rev. roum géol., géophys., géogr., série géogr., tom 12, nr. 1-2.
175.**Posea Gr.** (1969), *Asupra suprafeţelor şi nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei,* Lucr. Ştiinţ., Inst. Ped., Oradea, seria A.
176.**Posea Gr.** 180. POSEA Gr., (1963), *Relieful de cuesta din apropierea Clujului,* Com. geogr., SSNG, II.
177.**Posea Gr., Badea L.** (1982), *Regionarea geomorfologică a teritoriului României,* Bul. soc. şt. geogr., vol. VI (LXXVI).
178.**Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M.** (1974), *Relieful României,* Editiitura ştiinţ., Bucureşti.
179.**Posea, Gr.** (1962), *Ţara Lăpuşului. Studiu geomorfologic,* Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
180.**Posea, Gr. Popescu, N.** (1972), *Etapele morfogenetice ale Carpaţilor româneşti,* Lucrările simpozionului de Geografie fizică a Carpaţilor, Bucureşti.
181.**Posea, Gr., Ielenicz M., Popescu, N.** (1969), *La carte des unités périglaciaire de la Roumanie,* St. Geomorph. Carp. Balc., III, Krakow.
182.**Posea, Gr., Popescu, N., Ielenicz, M.** (1974), *Relieful României,* Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
183.**Puiu, Şt.** (1983), *Pedologie,* Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
184.**Raboca N.** (1980), *Podişul Secaşelor. Studiu geomorfologic cu privire specială asupra dinamicii versanţilor şi eroziunea solului,* Teza de doctorat, Cluj-Napoca.
185.**Raboca N.** (1982), *Aspecte privind acţiunea proceselor infrapedologice asupra versanţilor din Podişul Secaşelor,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr., fasc. 1.
186.**Rădoane, Maria, Rădoane, N., Ichim I., Surdeanu, V.** (1999), *Ravenele. Forme, procese, evoluţie,* Editura Presa Universitată Clujeană, Cluj-Napoca.
187.**Rădoane, N.** (2001), *Geografia fizică a României,* Editura Universităţii „Ştefan cel Mare", suceava.
188.**Rădulescu D., Săndulescu M.** (1973), *The plate-tectonice concept and the geological structure of the Carpathians,* Tectonophysics, 16, Amsterdam.
189.**Rădulescu I., Grumăzescu H.** (1962), *Descifrarea mişcărilor tectonice din cuaternar de pe teritoriul R.P.R. prin metoda geomorfologică,* Probl. de geogr., vol. IX.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

190.**Rădulescu, N. Al.** (1973), *Vrancea. Geografie fizică şi umană,* Studii şi cercetări geografice, I.S.R.G., Bucureşti.

191.**Răileanu Gr., Mészáros N.** (1966), *Studiul geologic al Complexului vărgat inferior din nord-vestul Bazinului Transilvaniei,* Studii şi Cercetări, Geologie II, nr. 2, p. 451-462, Bucureşti.

192.**Răileanu Gr., Rusu A., Moisescu V.** (1964), *Relaţiile tectonice ale cristalinului munţilor Meseş, Ţicău cu formaţiunile sedimentare ale Bazinului Transilvaniei,* St. cerc. geol., geol., geogr., 9, 2.

193.**Rodeanu I.** (1926), *Observări geomorfologice la zona de contact a bazinelor Oltului şi Mureşului în regiunea Sibiului,* Lucr. Inst. geogr. Univ. Cluj, vol. II.

194.**Rodeanu I.** (1941), *Contactul morfologic al bazinului Mureşului cu bazinul Someşului în Podişul Transilvaniei,* Bul. Soc. rom. geogr., tom. LIX (40).

195.**Roşu, Al.** (1967), *Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort,* Editura Acedemiei, Bucureşti.

196.**Roşu, Al.** (1980), *Geografia fizică a României,* Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

197.**Rusu, C.** (2002), *Masivul Rarău. Studiu de geografie fizică,* Editura Academiei Române.

198.**Sandu Maria,** (1980), *Corelări între indicii geomorfometrici ai reţelei hidrografice şi unele procese de versant din culoarul depresionar Sibiu - Apold,* St. cerc. geol., geofiz., geogr., ser. Geogr., tom. XXVII, 1.

199.**Sandu, Maria** (1998), *Culoarul depresionar Sibiu-Apold. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.

200.**Săndulache Al.** (1960), *Lacurile dulci de la Cătina-Geaca,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai" ser. Geol.-Geogr., fasc. 1.

201.**Săndulache Al.** (1963), *Lacul Pogăceaua,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr., fasc. 2.

202.**Sârcu, I.** (1971), *Geografia fizică a României,* Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

203.**Saulea Emilia, Popescu Ileana, Săndulescu Jana,** (1963), *Hărţile litofaciale ale miocenului superior şi pliocenului din R.S.R.,* scara 1 : 500000, Inst. geol., Com.Geol.

204.**Savu Al.** (1963), *Podişul Someşan. Studiu geomorfologic,* Teza de doctorat, Univ. Cluj.

205.**Savu Al.** (1980), *Depresiunea Transilvaniei (Regionare fizico-geografică), Puncte de vedere,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr., an XXV, fasc. 2.

206.**Savu Al., Mac I., Tudoran P.** (1973), *Aspecte privind geneza şi vârsta teraselor din Transilvania,* Realizări în geografia României, Ed. Ştiinţ., Bucureşti.

207.**Savu, Al.** (1966), *Platoul vulcanic „Izvoarele": Observaţii geomorfologice,* Studia Universitatis „Babeş-Bolyai", Seria G.G., fasc. 2, Cluj-Napoca.

208.**Savu, Al.** (1975), *România. Sinteză geografică,* Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

209.**Schrieber, W. E.** (1994), *Munţii Harghita. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.

210.**Socolescu M., Ciocârdel R., Airinei Şt., Popescu M.** (1975), *Fizica şi structura scoarţei terestre din România,* Editura Tehnică, Bucureşti.

211.**Şoneriu I.** (1988), *Aspecte ale influenţei factorului geomorfologic în utilizarea agro-silvică a terenurilor în pantă din partea sud-estică a Podişului Târnavelor (Podişul Hârtibaciului),* Bul. Comisiei inginerilor şi tehnicienilor, Braşov.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

212.**Sorocovschi V.** (2002), *Hidrologia uscatului*, partea a II-a, Editura Casa Cărţii de Ştiinţă, Cluj-Napoca.
213.**Sorocovschi V.** (1991), *Calitatea apei râurilor din bazinul Târnavelor,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geogr., fasc. 1, p. 35.
214.**Sorocovschi V.** (1996), *Variaţia scurgerii râurilor din Câmpia Transilvaniei,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", Ser. Geogr., anul XLI, p. 65.
215.**Sorocovschi V., Szabo M.** (1990), *Morphometrical Characteristic of the Rivers from Plateau of Târnave, Hydrologic Impacts,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", sér. Géogr., nr. 1, p. 22.
216.**Sorocovschi V., Tudoran P.** (1982), *Les particularités du régime éolien dans la dépression de la Transylvanie,* Rev. Roum. de Géol., Géophys., Géogr., sér. Géogr., tom 26.
217.**Sorocovschi, V.** (1996), *Podişul Târnavelor. Studiu hidrogeografic,* Editura „Cetib", Cluj-Napoca.
218.**Soroiu M., Balintoni I., Vodă Al.** (1985), *A Model of the Basement of the Transylvanian Basin as Revealed by K-Ar Dating,* Rev Roum. Geol., Geophys., Geogr., Geophys, Acad. Rom., Bucureşti, 29.
219.**Spineni, M.P.** (1978), *România în izvoare geografice şi cartografice,* Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
220.**Surdeanu, V.** (1998), *Geografia terenurilor degradate,* Presa Univesitară Clujeană, Cluj-Napoca.
221.**Talos D., Visarion M., Cornea I.** (1968), *Morphologie et structure du sobassement de la dépression de Transylvanie d'apres les données géophysiques actuelles,* Rev. roum. de géol., géophys., géogr., sér. géophys., tom. 12, nr. 2.
222.**Tövissi I.** (1963), *Alunecări de teren în regiunea comunei Măgherani,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. Geol.-Geogr., fasc. 1, pg. 91.
223.**Tövissi I.** (1970), *Contribuţii la problema analizei dinamicii versanţilor,* Studia Univ. "Babeş-Bolyai", ser. geogr., fasc. 1, p. 23.
224.**Tudoran, P.** (1983), *Ţara Zarandului. Studiu geoecologic,* Editura Academiei, Bucureşti.
225.**Tudoran, P.** (1996), *Geografia fizică a României,* Editura Carpatica, Cluj-Napoca.
226.**Tufescu V.** (1966 a), *Modelarea naturală a reliefului şi eroziunea accelerată,* Edit. Academiei, Bucureşti.
227.**Tufescu, V.** (1974), *România. Natură, om, economie,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
228.**Ujvari, I.** (1959), *Hidrografia RPR,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
229.**Ujvari, I.** (1972), *Geografia apelor României,* Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
230.**Ungureanu, I.** (1978), *Hărţi geomorfologice,* Editura Junimea, Iaşi.
231.**Urdea, P.** (2000), *Munţii Retezat. Studiu geomorfologic,* Ed. Academiei, Bucureşti.
232.**Vancea A.** (1960), *Neogenul din Bazinul Transilvaniei,* Edit. Academiei, Bucureşti.
233.**Visarion M., Ali-Mehmed D., Polonic P.** (1973), Studiul integral al datelor geofizice privind morfologia şi structura fundamentului cristalin în Depresiunea Transilvaniei, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geofiz., tom XVIII, nr. 2.
234.**xxx** (1971), *Râurile României* (monografie hidrologică), I.M.H., Bucureşti.
235.**xxx** (1983), *Geografia României I, Geografia Fizică,* Editura Academiei, Bucureşti.
236.**Zăvoianu, I.** (2001), *Hidrologie,* Editura Fundaţiei „România de Mâine", Bucureşti.
237.**Zăvoianu, I.** (1977), *Morfometria bazinelor hidrografice,* Editura Academiei, Bucureşti.

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

CAPITOLUL I - ARGUMENTE FIZICO-GEOGRAFICE ALE IDENTITĂȚII SPAȚIULUI CARPATO-DANUBIANO-PONTIC 5
1.1. Cunoaşterea fizico-geografică a teritoriului României 5
1.1.1. Perioada antică 5
1.1.2. Perioada Medievală 9
1.1.3. Perioada Modernă 11
1.1.4. Perioada contemporană 16
1.2. Poziția geografică a României şi implicațiile sale geografice 20
1.3. România - țară carpatică, dunăreană şi pontică 23
1.4 Interferențe geografice în peisajul României 24

CAPITOLUL II - EVOLUȚIA PALEOGEOGRAFICĂ A TERITORIULUI ROMÂNIEI 26
2.1 Considerații preliminare asupra modelului tectonicii globale în spațiul românesc 26
2.2. Tectodinamica teritoriului României 29
2.3. Etapele de dezvoltare a reliefului 33

CAPITOLUL III - TRĂSĂTURILE MORFOSTRUCTURALE ŞI MORFOSCULPTURALE ALE TERITORIULUI ROMÂNIEI 47
3.1. Relieful structural 47
3.2. Relieful petrografic 55
3.3 Relieful vulcanic 74
3.4 Relieful sculptural 79
3.4.1 Suprafețele de nivelare 79
3.4.2 Pedimentele 83
3.4.3 Piemonturile 85
3.4.4 Glacisurile 88
3.5 Relieful glaciar 91
3.5.1. Glaciația şi relieful glaciar – considerații generale 91
3.5.2. Fazele glaciare şi vârsta glaciațiunii carpatice 94
3.5.3. Geneza şi dezvoltarea reliefului glaciar 98
3.5.4. Modelarea glaciară în Carpați 100
3.6 Relieful periglaciar 103
3.6.1. Fenomenul periglaciar – conținut şi specificitate în spațiul românesc 103
3.6.2 Regionarea reliefului periglaciar în România 106

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

3.7 Relieful fluvial 110
3.7.1. Formarea şi evoluţia reţelei de văi 110
3.7.2 Luncile râurilor din România 113
3.7.2 Terasele râurilor din România 117
3.7.2.1 Caractere generale 117
3.7.3.2. Desfăşurarea teraselor 121
3.7.3.3 Racordarea teraselor şi structura acestora 121
3.7.3.4 Granulometria depozitelor 122
3.7.3.5. Grosimea depozitelor de terasă 122
3.7.3.6. Petrografia depozitelor de terasă 123
3.7.3.7 Vârsta teraselor 123
3.7.3.8. Geneza şi cauzele formării teraselor 124
3.7 3.9 Clasificarea teraselor 124

CAPITOLUL IV - CLIMA ROMÂNIEI 126
4.1. Caractere generale 126
4.2. Factorii climatogenetici se grupează în trei mari categorii: 127
4.2.1. Factorii radiativi 127
4.2.2. Factorii dinamici 130
4.2.3. Factori geografici 135
4.3. Regimul principalelor elemente climatice. 137
4.3.1. Regimul temperaturii aerului 137
4.3.2. Regimul precipitaţiilor 143
4.3.3. Regimul presiunii atmosferice 148
4.3.4. Regimul vântului 148

CAPITOLUL V - RESURSELE HIDROGRAFICE ALE ROMÂNIEI 151
5.1. Trăsăturile generale ale hidrografiei 151
5.2. Apele subterane 152
5.2.1. Apele freatice 153
5.2.1.1. Apele freatice propriu-zise 154
5.2.1.2 Apele suprafreatice sau epidermice apar în toate regiunile ţării, fără o zonalitate geografică, fiind condiţionate de: 155
5.2.2. Apele de adâncime 155
5.3. Apele minerale 157
5.4 Râurile României 160
5.4.1 Configuraţia reţelei hidrografice 160
5.4.2 Distribuţia spaţială a sistemelor hidrografice şi caracteristicile lor hidrologice 162
5.4.3 Tipurile de regim hidrologic ale râurilor din România 170

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5.4.4 Regimul scurgerii 174
5.5 Lacurile 180
5.5.1 Lacurile de munte 181
5.6 Marea Neagră 187

CAPITOLUL VI - RESURSELE BIOPEDOGEOGRAFICE 199
6.1 Considerații generale 199
6.2. Vegetația 200
6.3. Fauna 205
6.4. Solurile României 211
6.4.1. Solul – produs al acțiunii convergente a factorilor pedogenetici 211
6.4.2.Clasificarea solurilor 218
6.4.2.1 Structura Sistemului Român de Clasificare a Solurilor 220
6.4.2.2 Modificări ale SRTS 2000 față de SRCS 1980 și corelarea cu alte clasificări 225
6.5. Zonarea și etajarea biopedogeografică a teritoriului României 227
6.5.1. Zonalitatea latitudinală 227
6.5.2. Etajarea altitudinală 231
6.5.3. Aspecte ale intrazonalității în regionarea biopedogeografică a teritoriului României 236

BIBLIOGRAFIE SELECTIVĂ ȘI ORIENTATIVĂ 237

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CASA CĂRȚII DE ȘTIINȚĂ

ISBN 973-686-352-3

BABEŞ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY